苏联中等專业学校教学用書

普通自然地理

第一篇

Б.Н.傑米亞諾夫 Т.Н.波波娃 著

地質出版社

57.12
333

苏聯中等專业学校教学用書

普通自然地理

第一篇

B.H.傑米亞諾夫，T.H.波波娃著
王正憲　徐士珍　等譯

地質出版社

1959·北京

中国科学院
中科院植物所图书馆
S0013615

本書系根据1953年苏联国立測量書籍出版社（Геодезиздат）出版的傑米亞諾夫（В.Н.Дамьяноб）和波波娃（Т.Н. Попова）合著的“普通自然地理”（第一篇）（Общая физическая география часть I）譯出。原書經苏联內务部測繪总局教育司審定作为地形測量学校用教科書。

原書另附有彩色地图四幅，因为需要相当長的印刷期間及为了减輕讀者的負担，故另行印制，单独出版，希讀者注意。

参加本書翻譯工作的有王正憲、徐士珍、唐永鑾、鍾衍威、繆鴻基等同志，胥学仁、何龍驤两同志曾参加插图和附图中地名的翻譯工作。

参加本書譯稿的審閱工作的有繆鴻基、陈世訓、鍾衍威、方瑞濂、鄧国錦、吳印禪等同志，唐永鑾同志担任了部分譯稿的校訂工作，王正憲同志担任了全部譯稿的校訂和整理工作。

本書譯稿曾經北京大学地質地理系刘心务、陈傳康两同志審讀。

本書原由高等教育出版社出版，于1957年轉由地質出版社出版。

普通自然地理 第一篇

著者 Б.Н.傑米亞諾夫、T.H.波波娃
譯者 王正宪 徐士珍
原出版者 高等教育出版社
出版者 地質出版社
北京宣武門外永光寺西街3号
北京市書刊出版业营业許可証出字第050号
发行者 新华書店
印刷者 人民交通出版社印刷厂
北京安定門外和平里

編輯：周复

印数(京)3,301—4,500册 1956年3月北京原版
开本$31'' \times 43''$ $1/16$ 1957年8月北京新1版
字数364000字 1958年12月第2次印刷
定价(10)1.60元 印張$16\frac{3}{8}$插頁3

目　録

原序 ……vii

第一章　緒論 ……1

§ 1．自然地理学的对象 ……1

§ 2．自然地理学的部門及其与其他学科的關係 …1

世界地理認識幾个主要階段的概述 ……2

§ 3．地理学的起源 ……2

§ 4．古代 ……3

§ 5．中世紀 ……4

§ 6．偉大的地理發現時代 ……6

§ 7．俄罗斯人的地理發見 ……7

§ 8．地理知識对於測量員、地形測量員和製圖員的意义 ……15

第二章　地球的一般概念 ……17

§ 9．宇宙中的地球 ……17

§ 10．地球的形狀 ……17

§ 11．地球大小和弧度測量的概念 ……18

§ 12．地球的运動 ……19

§ 13．地球自轉 ……20

§ 14．定向 ……22

§ 15．方位与子午線 ……22

§ 16．地理緯度和經度及測定坐标的方法 ……23

§ 17．地理緯度的測定 ……23

§ 18．地理經度的測定 ……24

§ 19．地球公轉 ……24

§ 20．黃道 ……25

§ 21．恆星時和真太陽時 ……26

§ 22．地方時和标準時 ……27

§ 23．法定時 ……27

§ 24．曆法 ……28

§ 25．舊曆和新曆 ……28

§ 26．地球和太陽系 ……29

§ 27．太陽 ……29

§ 28．行星 ……30

§ 29．月球——地球的衛星 ……31

§ 30．日食和月食 ……32

§ 31．宇宙的起源和結構 ……32

§ 32．地球的物理特性 ……34

§ 33．地球表面上的重力 ……35

§ 34．地球的密度 ……35

§ 35．地球的內熱和地熱增溫率 ……36

§ 36．地磁 ……37

§ 37．地球的內部狀态 ……38

§ 38．地球的基本外殼 ……39

第三章　岩石圈(地殼) ……41

地球表面是外力和內力相互作用的結果 ……41

§ 39．陸地的一般形态 ……41

§ 40．大陸地形和大洋盆地的主要特徵 ……42

§ 41．陸地地形 ……42

§ 42．島嶼 ……43

§ 43．大陸島 ……44

§ 44．火山島 ……44

§ 45．珊瑚島 ……45

§ 46．半島 ……46

§ 47．水陸的分佈 ……46

§ 48．世界海洋的地區劃分 ……47

§ 49．太平洋 ……47

§ 50．大西洋 ……48

§ 51．印度洋 ……49

§ 52．北冰洋 ……49

§ 53．海及其區分 ……50

§ 54．海平面及其变動 ……50

世界海洋洋底地形 ……51

§ 55．深度的測量 ……51

§ 56．等深線圖 ……52

§ 57．海底地形的基本特徵 ……52

§ 58．陸地的平均高度和海洋的平均高度 ……54

§ 59．海陸起伏曲線 ……55

§ 60．海洋沉積 ……56

02117

§ 61. 在地圖上描繪海底地形……56
§ 62. 地殼的要素……57
§ 63. 地殼运動……58
§ 64. 地震……59
§ 65. 海底地震……62
§ 66. 岩石原生產狀的破坏形式……63
§ 67. 褶皺作用和造山作用……65
§ 68. 火山作用……67
§ 69. 侵入过程……67
§ 70. 噴出过程……69
§ 71. 火山的類型……70
§ 72. 斯特朗波里型火山……71
§ 73. 伏耳卡諾型火山……71
§ 74. 泥火山……72
§ 75. 火山熄滅階段……72
§ 76. 火山的地理分佈……73
關於礦物和岩石的概念……74
§ 77. 地殼的組成(岩石圈)……74
§ 78. 岩漿的一般概念……75
§ 79. 礦物的物理特性和化学特性……75
§ 80. 礦物的化学特性……78
§ 81. 礦物的分類……78
§ 82. 岩石……79
§ 83. 岩漿岩……79
引起沉積岩形成的过程……80
§ 84. 風化作用……80
§ 85. 化学風化作用……82
§ 86. 生物風化作用……83
§ 87. 沉積岩……84
§ 88. 生物岩……87
§ 89. 化学沉積岩……88
§ 90. 变質岩……88
§ 91. 地球的地質史……89
§ 92. 相对的和絕对的地質年表……92
太古代和始生代或前寒武紀……93
古生代……94
§ 93. 寒武紀……94
§ 94. 志留紀……95
§ 95. 泥盆紀……95
§ 96. 石炭紀……96
§ 97. 二叠紀……97
中生代……98
§ 98. 三叠紀……98
§ 99. 侏罗紀……99
§ 100. 白堊紀……99
新生代……100
§ 101. 第三紀……100
§ 102. 第四紀……101
第四章　大气圈……103
§ 103. 大气圈的結構……103
§ 104. 地球增溫……104
§ 105. 地球的輻射平衡……105
§ 106. 气溫……105
§ 107. 溫度隨高度变化……107
§ 108. 地球上溫度的分佈……107
§ 109. 大气密度与大气压力……110
§ 110. 气压表高程測量……110
§ 111. 空气水平和垂直移動……111
§ 112. 大气环流……111
§ 113. 气旋和反气旋……113
§ 114. 气旋……113
§ 115. 反气旋……114
§ 116. 海陸風与季風……114
§ 117. 地表气压和風的地理分佈……115
§ 118. 地方風……116
§ 119. 山谷風……116
§ 120. 布拉風……117
§ 121. 旱風……117
§ 122. 观測風的方法……117
§ 123. 大气中光的現象(折光)……118
§ 124. 幻景……118
§ 125. 晨昏朦影的現象……118
§ 126. 大气中的水汽……118
§ 127. 絕对濕度与相对濕度及其測定的方法……119
§ 128. 大气中水汽的分佈……120
§ 129. 蒸發及其測定的方法……120
§ 130. 大气中水分凝結的条件和進程……120
§ 131. 雲量与雲類……121
§ 132. 降水……122
§ 133. 地球上降水量的分佈……123
§ 134. 降水量的年中分配……123
§ 135. 气象儀器与气象站的工作……124
§ 136. 大气上層的观測……125
§ 137. 气象現象对地形測量和大地測量工作的影响……125

§ 138. 天气与气候……125
§ 139. 气候……127
§ 140. 植被对气候的影响……129
§ 141. 下垫面的影响……130
§ 142. 人類对气候的影响……130
§ 143. 气候对地球表面的影响……130
§ 144. 气候帶……130
§ 145. 赤道帶……131
§ 146. 熱帶季風和赤道季風帶……131
§ 147. 信風帶……131
§ 148. 副熱帶……131
§ 149. 溫帶……131
§ 150. 副極地帶……132
§ 151. 極地帶……132
§ 152. 小气候……133
§ 153. 气候的变化……134

第五章 水圈……135

§ 154. 地球上水分的循环……135
§ 155. 大洋和海……136
§ 156. 海水的鹽分……137
§ 157. 海水的顏色和透明度……138
§ 158. 海洋水的溫度……139
§ 159. 海冰……140
§ 160. 海水的运動……141
§ 161. 波浪……141
§ 162. 漲潮和落潮……144
§ 163. 漲潮和落潮的原因……144
§ 164. 洋流……146
§ 165. 海平面升降的气象原因……149
§ 166. 在地形圖上描繪海……150
§ 167. 海的活動……151
§ 168. 海岸的性質……152
§ 169. 沉積作用……153
海岸的基本類型……154
§ 170. 達耳馬地亞型……155
§ 171. "卡拉"型……155
§ 172. 峽灣型……156
§ 173. 断崖型……156
§ 174. 里亞斯型……157
§ 175. 戲海型……157
§ 176. 溺谷型海岸……158
§ 177. 瀉湖型……158
§ 178. 冰型海岸……159
地下水……160
§ 179. 地下水的來源……160
§ 180. 地下水的运動……160
§ 181. 泉水……162
§ 182. 礦泉……162
§ 183. 地下水的活動……163
§ 184. 喀斯特現象……163
§ 185. 喀斯特的地理分佈……166
§ 186. 地滑……167
§ 187. 在地圖上描繪地下水……167
河流及其在自然界和國民經济中的意义……168
§ 188. 河流網的密度……169
§ 189. 河系……170
§ 190. 河流的流域……171
§ 191. 河槽裏水的运動……173
§ 192. 河流的情况……174
§ 193. 河流的气候分類……175
§ 194. 水文測量……176
§ 195. 流水的活動……177
§ 196. 河流的侵蝕活動……179
§ 197. 河流的縱斷面……180
§ 198. 旁蝕……180
§ 199. 河谷……181
§ 200. 河槽和河漫灘……182
§ 201. 河成階地……183
§ 202. 河流的沉積……184
§ 203. 在地形圖上表現河流網……185
湖泊……187
§ 204. 湖盆的成因……188
§ 205. 湖泊中水的平衡……190
§ 206. 湖水的物理特性……191
§ 207. 湖水的成分……192
§ 208. 湖水的运動……192
§ 209. 湖底沉積……193
§ 210. 湖泊發展的各階段……194
§ 211. 湖泊的地理分佈……195
§ 212. 湖泊在地理上和在經济上的意义……197
§ 213. 在地圖上描繪湖泊的特點……197
沼澤……199
§ 214. 沼澤的形成……199
§ 215. 沼澤的地理分佈……201
§ 216. 沼澤的地理意义……202

§ 217. 描繪沼澤的特點……202
永久凍結……202
§ 218. 永久凍結及其分佈的界限……202
§ 219. 永久凍結的動态……204
§ 220. 在地圖中表現永久凍結區的自然特徵……206
固体狀态的水……206
§ 221. 山上的雪線及其確定的方法……207
§ 222. 確定雪線高度的方法……208
§ 223. 雪線的高度和气候及其他因素的關係……208
§ 224. 雪变为冰雪和冰……208
§ 225. 冰川產生和存在的條件……209
§ 226. 冰川的融化……210
§ 227. 冰川的類型及其分佈……210
§ 228. 冰川的运動……212
§ 229. 冰川的活動……214
§ 230. 冰川的侵蝕……215
§ 231. 古代的冰川作用……215
§ 232. 在地形圖上表現冰川……218
第六章 生物圈……219
§ 233. 土壤層……219
§ 234. 土壤的形成……220
§ 235. 土壤的物理特性……221
§ 236. 土壤形成的因素……223
§ 237. 人類对於土壤的影响……223
§ 238. 土壤形成的基本類型……224
§ 239. 土壤的地理分佈……227
§ 240. 苏联地表土壤分佈概观……228
§ 241. 土壤圖……228
§ 242. 植物界……229
§ 243. 人類对於植被的影响……241
§ 244. 植被製圖……242
景观地帶……243
§ 245. 景观的概念……243
§ 246. 根据空中照片來研究景观……246
§ 247. 地形圖的景观地理內容……247
參考書目……248

原　　序

本書的目的是供測繪總局(ГУГК)地形測量学校中地形測量和製圖兩專業的学生作为課本之用。

这个課本是按照測繪總局批准的自然地理教学大綱編寫的。

本書作为一本專業的教程來說，在結構和选材上不同於一般的普通自然地理学教程：在材料方面佔主要地位的是对製圖員和地形測量員特別重要的各部分。中等技術学校的学生沒有学習过地質学这門課程，因此需要从地質学和礦物学中採用一部分材料加以敍述。

第一章，第二章，第三章和第五章的“海洋”部分是 B. H. 傑米亞諾夫(Демьянов)寫的；第四章，第五章和第六章是 T. H. 波波娃(Попова)寫的。

本書缺點當然很多，作者殊不認为这本教程已達到尽善尽美的地步；如蒙指出这些缺點，作者不勝感謝。

作者願对下列評閱者表示謝意：地理科学碩士 A. C. 科利娜(Корина)副教授(已故)，P. A. 斯塔罗杜布罗夫斯卡婭(Стародубровская)和本書的編輯 B. B. 道布罗沃尔斯基(Добровольский)副教授。我們很感激地採納了他們的意見。

讀者如有意見和批評，請寄至下列地址：莫斯科弗拉吉米罗夫街 6 号之 11 苏联國立測量書籍出版社，或莫斯科果罗霍夫斯基 4 号莫斯科測量、航空攝影、製圖工程学院自然地理教研室。

B. H. 傑米亞諾夫
T. H. 波　波　娃

第一章 緒論

§ 1. 自然地理学的对象

自然地理学所研究的对象是我們周圍的自然界。研究自然界不僅是一切自然科学的任务，而且也是自然地理学的重要任务，因为不研究自然条件，便不能正確地理解社会物質生活条件，便不能正確地改造和利用这些条件來促使社会發展。

我們周圍的自然界——地理环境——是一个客观存在的、統一的、有規律的、完整的和物質的体系，其中一切对象和現象都是互相依賴，互相制約，互相影响並处於不断發展的狀态中。

地理环境的結構非常複雜。地理环境是由若干个外殼(圈)構成的：外部是气体殼(大气圈)、液体殼(水圈)和固体殼(岩石圈)。在地表上和地表附近，这一切的圈都緊密地連接着，彼此互相滲透着，在太陽能参預的条件下直接互相影响，同時它們不僅決定地球的外貌，而且也決定地球上發生的一切現象。然而地理环境当然不是由幾个自然要素所組成的机械的構造(механическая конструкция)，而是由於这些自然要素在共同的互相制約之下存在和發展的歷史过程中形成的在質上的一种特殊的構造。我們只有專門地作为一个整体來研究这个構造才能够認識它。

当然，自然地理不应当研究自然界的一切組成部分；这样便会代替了一切自然科学。自然地理的領域中只能包括下列的地理环境成分：地表，水，气候，土壤覆盖層和有机界，其中每个成分是單独一門自然科学研究的对象，如地貌学(關於地形的学說)，水文学，气候学，土壤学，植物学。

但同時因为地理环境的各个成分是互相制約互相联系的，所以一个成分的变化必然会引起其餘一切成分的变化。人類研究了地理环境各个成分的相互關係和相互作用的性質時，並且認識了它們的相互变化的規律時，就能够按照自己的經济利益來改变和改造地理环境。因此，不僅必須研究整个的地理环境，而且应当研究地理环境不同地方的各部分：自然地帶(природная зона)，自然地區(природная область)，自然區(природный район)等等。研究这些不同部分時，应根据地理环境發展的歷史及其結構的一般規律來進行研究。每一部分都是各种对象和現象在成因上完整的、有規律的統一体。每一部分均具有其不同於其他各部分的独有的特徵，同時它只是整个地理环境的一部分。研究各种地理區域和其他的地方部分，就是用循序漸進地和逐漸地研究地理环境个别地區的方法去闡明地理环境一般規律在一定的地方条件下的变化。比較和綜合用这种方法所得到的成果，把純粹地方的特性与一般的特性區别開來，这便是認識地理环境一般規律的歷史進程。

§ 2. 自然地理学的部門及其与其他学科的關係

根据以上所述，可以把自然地理学的对象區分如下：研究整个地理环境及其發展規律並研究

地球上較为一般的地理規律的地理学，叫做普通自然地理学。研究地理环境在某些独有特徵上互不相同的个别地區之結構和發展的地理学，叫做區域自然地理学，或地誌学。

地理环境的每一个別地區，或者叫做地理景观，虽然也具有与其他地區以及整个地理环境不同的独有特徵，但仍然与整个地理环境密切地相联系，並受其制約。

和許多現代科学科目一样，普通自然地理学需要其他学科——天文学、地質学、气象学、測量学、製圖学等——的材料。与普通自然地理学關係特別密切的是天文学、地質学、測量学和製圖学。普通自然地理学与天文学的關係之所以密切，是因为天文学研究天体运動，其中也包括地球本身；地球与其他天体均受到共同規律的制約，而地球的运動則决定晝夜的更替、季節和气候等的变化。它与地質学的關係之所以密切，是因为地球現代情况乃是長期地質發展的結果，而地史学正是研究地質的發展。它与測量学的關係之所以密切，是因为測量学專門研究整个地表及其个别部分的測量工作，並在研究地球形狀和地形測量方面提供了对地理学家有用的实际材料。最後，普通自然地理学与地形測量学和製圖学也处於緊密的相互作用中，它們的联系使它們互相丰富，並日益加强。

現代地理研究工作的特性，是研究某一地區所具有的各种現象之綜合体。一般地開始研究地表乃是編製普通地理圖和地形圖，即表達地理景观基本特徵的地圖。任何参考書对於一个地區的描寫，尽管它非常詳細，都不能完全代替地圖，因为地圖可以把在地表分佈的許多現象用顯明的圖画表示出來。

普通地理圖和地形圖以及地誌都是描寫景观的原始地理文件。因此，地形測量同時也是对作为繪圖对象的地區所進行地理研究的一部分。

由此可見，地理学和製圖学之間具有有机的联系，它們具有共同的任务：研究自然界各种現象的配置，它們的關係和相互制約性。

世界地理認識幾个主要階段的概述

§ 3. 地理学的起源

像地理学这样古的科学为數不多。地理学發展史通常可分为三个時期：古代，中世紀和近代。近代時期又可分为兩个時期：革命前時期（1917年以前）和革命後時期。在苏联，革命後時期顯著的特點是在有計劃的社会主义經济条件下科学獲得了廣泛的發展。

關於史前時代人們的地理知識，我們知道得很少。如果我們精細地和系統地研究鑿在山洞牆壁上和石头上或雕刻在樹上的原始圖画一類的史前遺跡，以及一般地研究原始文化，我們会相信，原始民族都很熟悉他們的故鄉和故鄉的自然界：山嶺、谷地、河流、小溪、湖泊、气候的特徵、植物界和動物界。然而，顯然，原始人們的地理知識也僅僅局限於这一點，他們只認識他們熟悉的地方，其除的地方他們却完全不知道，那裏充滿了奇蹟。原始民族一旦脫离了不相往來的孤立生存階段，開始和其他各民族常常發生衝突（商業交換的逐漸發展和各部落的衝突强烈地促進了这种現象）他們的地理知識便立即開始擴展了。在數千年的过程中，人類逐漸積累了關於地球

的知識，並把这些知識一代一代地傳下來。像其他的歷史事件一样，地理發現也決定於生產力和生產關係發展的水平；在階級社会中，地理的發現是“为了圖利，即歸根到底是由於生產利益的影响”①。歷史过程的基礎和動力是生產力和生產關係的發展。

§ 4. 古代(奴隸制國家時代)

在远古時代，人類对於地球形狀的观念是非常原始的，而且各民族对於地球的观念也不尽相同。有些民族把地球当作是平坦的圓形，四周为水所环繞；另一些民族認为地球是狹長的地帶。首先使地理学奠定科学基礎的是古希臘人，他們之中產生了首批学者(哲学家)，並開始研究了如天文学、數理地理学和製圖学等科学。

公元前六世紀，米利都斯城的阿納克西曼德(Анаксимандр Милетский)編製了第一幅地球圖(圖 1)。公元前六世紀，由於馬其頓的亞歷山大的远征，希臘人開始知道了亞洲：东至印度，北至錫尔河。在同一世紀，皮費阿斯(Пифеас)描寫了他由馬賽沿西歐海岸到波罗的海的旅行，因此擴大了關於西方的地理知識。



圖 1. 阿納克西曼德所編製的第一幅地球圖(公元前六世紀)。

隨着所研究的地球範圍之擴大，地理学的基本观念也得到了發展。例如畢塔哥拉(公元前六世紀)曾得出關於地球是一个球形的观念，但是到公元前四世紀亞里斯多德(公元前 384—322 年)才論証了並証明了这个观念。公元前五世紀，歷史学之父，哈利卡那苏城人希罗多德第一次对一个地區進行地理上的敍述(埃及和小亞細亞)。在亞里斯多德的影响下，海洋学和气候学的

① 馬克思恩格斯全集，第十四卷，439 頁。

知識也顯著地擴大了。

古代地理科学的中心是亞歷山大城。到了公元開始時，这个城市的商業具有世界性的意义。住在这个城市的著名地理学家埃拉托斯芬(公元前 276—196 年)第一次根据子午線測定了地球弧度一度之值，同時也確定了接近現在所確定的地球的大小。他第一次使用了“地理学”这个名詞，这个名詞由希臘文直譯就是描寫地球的意思。他把自己第一本描寫地球、地球形狀和地球大小以及当時海陸分佈的書命名为地理学。自从埃拉托斯芬的“地理学”出現以後，凡描寫地球或地表某一部分的書籍都叫做地理学。

其次必須談談古代卓越的地理学家斯特拉蓬的著作。他生於公元前一世紀中葉，所寫的地理学共有 17 卷。在这些書中，他不僅描寫了当時已經知道的國家和民族，而且也設法闡明某些地理現象的原因，这样他第一次在地理学中加入了解釋的因素。



圖 2. 托勒美的地圖(公元前二世紀)。

这样一來，地理学自古時起已經形成了兩条道路：第一条道路後來發展为普通自然地理学——研究整个地球的科学；第二条道路後來發展为地誌学——研究个別地區的科学。这兩条基本道路在地理学中直到現在还保存着。

科学的地理学在托勒美時期達到了最高的發展，他於公元前二世紀生於亞歷山大城。托勒美第一次引用了經緯度的概念，运用了經緯線網，並編製了地圖，在地圖中利用了当時所積累的全部地理材料(圖 2)。

§ 5. 中世紀(封建制度時代)

封建時代是閉塞的自然經济，各民族間的貿易關係很少，这个時代在歐洲延續了一千多年(从五世紀到十五世紀)。这無論对於地理学或其他科学都是一个衰落的時期。当時在科学領域中佔統治地位的是經院哲学和宗教教义。在數百年的过程中，歐洲地理科学的發展不僅沒有前進，在很多方面後退了。例如古代地理学家關於地球是球形以及關於地球大小的正確科学观念長期被遺棄了，因为佔統治地位的教会認为这种科学观念出自“邪教”，於是把地球当作一个平面的幼稚观念又重新復活了。

中世紀的地理知識最顯著地表現在地圖上。如果我們研究从前的中世紀地圖，我們便会立刻明白那時的地理学水平是多麼低。托勒美的地圖已为新編的地圖所代替了；新圖沒有任何數学基礎，而且完全是遵照宗教学說編製的。这种地圖是製圖学回到了原始狀态的顯著表現。

然而我們也不能認为古代的一切科学成就到了中世紀便完全沒落了。当時在东方仍然还有科学的基地和地理学界的工作。早在中世紀初，阿刺伯人在印度洋沿岸各國的貿易中曾起着重大的作用。七世紀和八世紀，阿刺伯人佔領了西南亞和北非的許多國家，並成立了哈里發國家——包括他們所佔領的一切國家在內的封建强國。这个强國的中樞最初在大馬士革（七世紀到八世紀），後來在巴格達（八世紀到十世紀）。他們除了侵略外，还加强了陸上和海上的貿易，因此便与希臘人、意大利人發生關係，並且熟悉了古代的希臘罗馬文化。

阿刺伯人所征服的各民族中，有許多在社会和文化發展水平上都比征服者高。阿刺伯各民族吸收了哈里發國家統治下各族人民的文化和科学成就，特別是吸收了塔吉克人、花拉子模人、埃及人、阿塞拜疆人、以及古希臘、罗馬和印度等各族人民的文化和科学成就，發展了他們独立的文化，並对人類的文化發展作出了貢献。他們从事天文一測量和製圖工作，並進行天文观測和地形測量。阿刺伯人吸收了希臘人關於地球是个球形的观念，为了測定地球的大小在 827 年進行了經緯度的測量。邀請了当時最著名的天文学家和数学家到巴格達的天文观象台工作。古希臘和埃及学者的著作有許多都譯成了阿刺伯文。在中世紀天文学和地理学發展中起着重大作用的是住在現在苏联領土（高加索和中亞）上的各族人民，他們的学者对阿刺伯科学的發展曾給予了以巨大的影响。安納尼·庞拉卡齐（Ананий Ширакаци）、阿尔霍列茲米（Аль-Хорезми 九世紀）、比魯尼（Бируни, 973—1048）、奥馬·開嚴（Омар Хайям, 1040—1123）、圖西的納西勒丁（Насирэддинат-Туси, 1201—1274）、烏魯格別克（Улуг-бек, 1394—1449）的名字都進入了世界科学的偉大宝庫，而成为最偉大的学者。

現代代數学的創始者阿尔霍列茲米（八世紀末到九世紀四十年代）是卓越的天文学家，他第一次企圖用在地球不同地方測量極地的高度的方法來確定地球的大小。大約在 830 年，他把托勒美的地理学譯成了阿刺伯文，这个譯本一直流傳到現在。早在十一世紀，比魯尼便談到地球运轉和地球环繞着太陽运動的可能性。1437 年，烏魯格別克观象台所完成的 1,018 个恆星圖錄乃是当時最偉大的天文著作。奥馬·開嚴所提出的曆法是非常準確的，但歐洲学者直到十九世紀才知道这种曆法。圖西的納西勒丁在密拉盖（Мераге, 在阿塞拜疆）建立了裝备完善的观象台，那裏具有大的石製的四分儀，他編製了著名的"伊尔汗天文表"（Ильханские таблицы）。

中世紀時代最著名的旅行家是伊本福德蘭（Ибн-Фодлан）和伊本哈烏卡列（Ибн-Хаукале, 十世紀到十一世紀），他們在日記中第一次敍述了俄罗斯人民。地理学家兼旅行家摩哈麥德·埃尔·埃德利济（Могамед эль Эдризи, 十二世紀），生於努比亞（在埃及以南的尼罗河流域），在其著作中也談到俄罗斯人，又談到俄罗斯人分为三个部落，並談到三大城市，大概是指基輔、諾夫哥罗德和斯摩稜斯克。

威尼斯人馬可波罗（十三世紀）完成了中國的旅行，在中國住了二十多年，遊歷了中國的各地區，描寫了新的、当時完全沒有人知道的遙远的亞洲世界。伊本·巴圖塔（Ибн-Батута, 十四世紀）完成了由摩洛哥到中國的遙远旅行。他詳細地描寫了他前後達 30 年的旅行。

無疑地，这些旅行都促進了地理知識的發展，並为十五世紀偉大的地理發現時代和科学地理学復兴時期的新發現奠定了基礎。

§ 6. 偉大的地理發現時代

十五世紀在歐洲各族人民的生活中标誌着資本主义的發展。教会的統治垮台了，於是印成書籍的和譯成拉丁文和其他文字的、被保存下來的古希臘、罗馬的作家、哲学家和学者們的著作，在当時受过教育的人們当中，得到了廣泛的傳播。这样便開始了地理学史中的新紀元，这就是所謂偉大的地理發現時代。

这个時代的地理發現与資本主义生產的發展、与資本的原始積累以及歐洲各國佔領新領土的企圖有關。原始積累的主要因素是："美洲金銀產地的發現，土著居民被剿滅，被奴隸化，被埋於礦坑，正在開始的东印度的征服与劫掠，非洲被轉化为商業性黑人獵夺場所"①。

十五世紀後半葉和十六世紀初，在 30 多年的过程中完成了遙远的旅行，發現了許多新地區，因之地理眼界立卽迅速地擴大起來。例如，十五世紀後半葉之初(1466—1472)，俄罗斯人阿法納西・尼基琴(Афанасий Никитин)完成了印度的旅行，並称这次旅行为"通过三个海洋"的旅行。尼基琴遊歷了印度，这比葡萄牙人瓦斯科・達・伽馬(Васко да Гама)發現到印度的海路(1498)还早 30 年，他曾經遊歷了印度沿海的許多城市和德干台地的許多城市。他眞实地、天才地、毫不誇大地描寫了印度的日常生活和自然界。他的旅行日記在地理知識、人种学知識和社会文化各方面都是最宝貴的歷史文件。

熱那亞人哥倫布为了尋找新的、較短的通印度的商路，於 1492、1493、1498 和 1502 年完成了四次大的旅行，發現了美洲。哥倫布本人把美洲兩岸当作了东亞，一直到他逝世，他还不知道他發現了新大陸。他到達美洲大陸兩岸只是第三次航行的事，那時他到達了奧利諾科河河口。

新大陸的个别地區很快地都被發現了。哥倫布逝世後不久，西班牙的航海家便肯定了哥倫布發現了新大陸。後來旅行家亞美利哥・維斯普奇(Америго Веспуччи)出版了一本關於他到新大陸旅行的書籍，於是新大陸便根据他的名字被命名为亞美利加洲。

以後不久(1519—1522)，葡萄牙人麥哲倫帶領着西班牙船隊由南部繞过了南美，進而經过太平洋和印度洋，完成了第一次环球旅行。这个困难而危險的旅行大約繼續了三年——自 1519 年 9 月 20 日到 1522 年 9 月 6 日。船隊中的 243 人回到祖國的僅有 18 人。麥哲人本人在途中死亡：他在菲律賓羣島的一个小島上与居民發生爭鬥時被殺死了。

在數十年的过程中，地理眼界大大地擴大了，於是人類幾乎熟悉了全部地球表面。

在精密科学方面，文藝復兴時代也產生了著名的学者，如偉大的波蘭天文学家哥白尼(1473—1543)和他的学說繼承者布魯諾(1548—1600)以及伽利略(1564—1642)。

在哥白尼以前，托勒美的地球中心說②，一直被認为是唯一正確的学說，並且受到教会的保護。哥白尼反对地球中心說，他提出了新的学說。根据哥白尼的学說，宇宙的中心是太陽，地球和其他行星均环繞着太陽运轉。哥白尼去世前不久在 1543 年發表了"論天体运轉"的著名著作，其中敘述了新的宇宙体系，以後被称为哥白尼体系，或太陽中心說。

---

① 馬克思：資本論，第一卷，949 頁，人民出版社 1953 年版。

② 根据托勒美的观念，地球是不動的，它位於宇宙中心，而月球、太陽和一切行星都环繞着地球运轉。

哥白尼的太陽中心說在舊的宇宙观的一切方面引起了一次革命，並給予宗教所採用的許多观念以致命的打擊。教会当然不能容忍这一點，於是便与太陽中心說進行了殘酷鬥爭。哥白尼学說的熱烈拥護者——布魯諾和伽利略便是科学和經院哲学的这样的斗爭中的犧牲者。

布魯諾是哥白尼思想的勇敢而熱烈的宣傳者；他在見解上超过了哥白尼。他認为太陽系不过是宇宙空間中的一个砂粒而已。每个恆星都像太陽一样，其周圍有許多行星。布魯諾把各行星都叫做"地球"，並認为这些行星大概也像地球一样，居住着理性動物①。他認为宇宙是無窮的，並認为星体(миры)是無數的：一切星体均有其發展史，均有發生和滅亡。由於这种思想，罗馬教皇的宗教裁判所把布魯諾判处了火燒的極刑。布魯諾沉着地听取了这个判决以後，向法官說道："当然，你对我作出这样的判决比我听取这个判决更为驚慌"，布魯諾相信自己的正確性，最後他說："火燒不等於推翻我的学說"。

此後，在發展精密科学方面和最後確立新天文学方面的功績便屬於著名的物理学家兼天文学家伽利略；他証明了哥白尼学說的正確性。伽利略寫了許多關於天文学的著作，在这些著作中，他公開地为哥白尼辯護，因此招致了中世紀經院哲学的伪学者之殘酷攻擊。地球运動的学說在一切天主教國家內正式地受到罗馬教皇的禁止，認为这个学說对基督教徒是"有害的"。

过了許多年，科学的思想才最後粉碎了教会的伪科学的堅固鎖鍊。

哥白尼、布魯諾和伽利略的著作，刻卜勒的行星运動定律和牛頓的万有引力定律为人類發現了宇宙的眞正結構，並使地球中心說的一千年來的統治宣告結束。

此後，我們關於宇宙的知識便開始飛躍地發展。

一切偉大的發現都具有巨大的意义，無論是精密科学和与地理学有關的科学方面的發現或偉大的地理發現都是如此。它們擴大了地理上的眼界，確立了地球的完整观念，並且無可爭辯地証明了地球是球形体。由於当時不知道的地區陸續被發現了，当然也就產生了編製新地圖的必要性，因而便促使製圖学家找到了新的投影法，以便較以前更滿意地把地球的球面在平面上描繪出來。

§ 7. 俄罗斯人的地理發現

俄罗斯的旅行家和学者对於地球表面的認識有很大的貢献。俄罗斯的远征和探險隊以及俄罗斯的地理科学和製圖学在世界地理科学中均佔有主導的地位。俄罗斯人在許多具有世界意义的地理發現中以及在解决地理科学最重要的理論問題中均佔有优先地位。俄罗斯的研究者不僅描寫了並繪製了本國的地圖，而且在其他的地區也为全世界發現了廣大的空間。

亞洲和歐洲大陸的北極附近地區，除了斯干的那維亞半島的北部边區外，都是俄罗斯人發現的。早在英國人和荷蘭人"發現"北冰洋的各海的數百年以前，俄罗斯人便在北冰洋的各海中航行了。去到歐亞大陸北部最早的俄罗斯人是諾夫哥罗德人，他們是"大諾夫哥罗德先生"的强大的俄罗斯城邦共和國的代表者。

① 譯註：卽人類。

随着商業的發展，並且为了尋找新的漁獵區，諾夫哥罗德人最早開始到達白海沿岸，他們从諾夫哥罗德沿沃尔霍夫河北上到達拉多加湖，然後溯斯維尔河上行到了奥尼加湖。由奥尼加湖岸向北向东北也利用了水路。

在十一世紀末和十二世紀初，諾夫哥罗德人已經到達了更远的地區——伯紹拉河和北烏拉尔。

十五世紀，莫斯科公國征服了諾夫哥罗德，統一了整个北部俄罗斯地區，把國家的边界一直擴大到白海沿岸和北冰洋沿岸。

在俄罗斯人繼續向东和向东北進展的進程中，起着重大作用的是白海沿岸居民(поморы)；他們是住在北冰洋沿岸的第一批俄罗斯移民的後裔。他們居住的中心是北德維納河下游的霍尔莫果雷村(селение Холмогоры)。後來在伯紹拉河口建立了普斯托捷尔斯克(Пустозерск)。由白海沿岸和由伯紹拉河口更向北方航行時，俄罗斯的漁獵企業家發現了新地島、卡寧半島、科尔古耶夫島和伐加赤島。在十六世紀後半葉西歐的企業家開始尋找往亞洲东部的"东北通道"時，他們的船長在这些海中到处都可以遇到一些由經驗丰富、技術老練的水手所駕駛的俄罗斯船隻。

由編年史中也可以知道：俄罗斯人在十一世紀便到了烏拉尔山脈以东，並且西伯利亞的各族人民用獸皮向他們交換鉄器。但是歷史沒有把十五世紀以前曾經到達过北極附近地區和北部各海中島嶼的第一批俄罗斯人的名字記載下來。

从十五世紀起，俄罗斯人的發現便都記入史册了。1483年，莫斯科公國的兩个軍官費道尔·庫尔布斯基(Федор Курбский)和薩尔蒂克·特拉文(Салтык Травин)完成了進入"西伯利亞土地"的第一次远征，到達了額尔齐斯河，同時發現了烏拉尔嶺的最高部分；他們第一次確定了烏拉尔嶺的眞正方向——由北向南，而不是像古代和中世紀地理学家所想像的那样由西向东。

在十五世紀的最後二十五年，俄罗斯人通过額尔齐斯河到達鄂畢河下游，把莫斯科公國的管轄區擴大到烏拉尔嶺，从那時起烏拉尔嶺開始以南北方向出現在地圖上。因此，早在葉尔馬克(Ермак)远征以前，西西伯利亞不僅已为俄罗斯人所發現，而且在西歐已根据俄罗斯人的報導把西西伯利亞繪在地圖上了。

十七世紀初，俄罗斯人也到達了葉尼塞河和勒拿河流域。1632年，建立了雅庫次克城，这是派遣"服务人員"尋找新土地的根据地。例如1643年，華西里·波雅尔科夫率領150名哥薩克由雅庫次克出發，越过斯塔諾尾嶺，沿結雅河和黑龍江下行，到達鄂霍次克海，从那裏又經过朱格朱尔山派回到雅庫次克。他完成了延續大約三年的著名的旅行，經过大約7,000公里的路程。当時俄罗斯人也第一次熟悉了西伯利亞北岸的一切海洋。1648年，謝民·德士尼法(Семен Дежнев)由海路繞过了亞洲的最东北角；該地後來便命名为德士尼法角。这是一个偉大的地理發現，但很快便被忘掉了。

俄罗斯人在亞洲北部和太平洋北部(由白令海峽沿太平洋西岸到達日本，沿东岸到達舊金山)的地理發現和地理調查工作，在科学的地理学和製圖学的發展中具有特殊的意义。彼得大帝及其僚屬的改革活動顯著地促進了这个工作的進展。他們意識到地圖对於科学的重要性以及地圖对於國家的实际意义。当時繪圖是根据目測定向和根据运動的時間計算距离的原始測量方法。

这种方法已經不能滿足俄罗斯在彼得大帝時代生產迅速增加的要求。1701年，在莫斯科的苏哈尔塔(Сухаревая башня)大廈中開設了數学航海学校。按專業知識說，这个学校是多科性技術学校，培养各种專家：航海專家、軍事專家和一般專家。該校在所設的課程中特別注意天文学、數理地理、製圖学和大地測量学。

航海学校在其举办的过程中为國家培养了許多著名的学者，如罗蒙諾索夫、基里洛夫(Кирилов)、契里科夫(Чириков)、克拉西尔尼科夫(Красильников)、普龍契曉夫(Прончищев)、車留斯肯等等。这个学校培养了俄罗斯第一批天文学家、測量学家和地形測量学家，他們創造了第一幅精密的俄罗斯全圖和第一本俄罗斯地圖册，並且培养了第一批水文学家，这些水文学家把我們的內海和遙远的海洋都繪在地圖上。这个学校也培养了我們第一批軍事測量家和地形測量学家，他們以工程師的資格参軍，在軍隊中組織地理—製圖工作。進行土地總測量工作的也是航海学校畢業的第一批土地測量工程師；这些巨大的工作丰富了我國的製圖学。可以有把握地說：航海学校是十八世紀俄罗斯測量学和製圖学的搖籃。俄罗斯地理学和製圖学的進一步發展应歸功於这个学校所培养出來的航海学家和測量学家的劳績。

1715年，測量学家費道尔·莫尔恰諾夫(Федор Молчанов)開始使用仪器在俄罗斯進行地上測量工作。为了編製第一幅精密的全國地圖，1720年便開始在全國範圍內進行有計劃的測量工作。

有很多个測量学家参加了1733—1743年著名的堪察加探險隊和北方探險隊，他們的工作每每可以和英雄的功績相媲美。为了紀念他們，有些海灣、海角、海、海峽、島嶼等的名字都採用了参加該探險隊的許多人名，例如：С. Г. 馬雷根(Малыгин)、Д. Л. 奧夫秦(Овцын)、В. 普龍契曉夫、Х. П. 拉普底夫(Лаптев)、Д. Я. 拉普底夫、С. И. 車留斯肯、В. 白令等等。这兩个探險隊總称为偉大的北方探險隊。

偉大的北方探險隊是最大的地理探險隊之一，按其規模和参加的人數說，在当時是空前未有的(共580位專家和數千个助手)。当時和後來的外國探險隊都比不上这个探險隊。偉大的北方探險隊为世界科学提供了關於北亞細亞性質、輪廓和大小的第一个正確的观念，並根据天文学的材料編製了地圖，記述了阿拉斯加沿岸、阿留申羣島、康曼多尔羣島和千島羣島，收集了研究这些地區及其隣近各海自然界的大量材料，而且証实了謝民·德士尼法所發現的亞美兩洲之間的海峽(此項發現在当時已被遺忘了)。

十六世紀到十七世紀初葉地理發現的特徵是：發現了新的、以前所不知道的世界各洲。以後的發現便帶有另一种性質，即研究已經知道的大陸和島嶼的內部。例如十九世紀的研究工作有：Н. М. 普尔熱瓦尔斯基(Пржевальский)在中央亞細亞的研究工作和Н. Н. 米克魯霍-馬克萊(Миклухо-Маклай)在大洋洲的研究工作。到十九世紀初葉，進行环球航行的有：И. Ф. 克魯津士捷倫(Крузенштерн, 1803)、В. М. 果洛夫寧(В. М. Головнин, 1807)、О. Е. 科朵布(Коцебу, 1814)、Ф. П. 里特凱(Литке, 1816)、Ф. Ф. 別林斯加烏津(Беллинсгаузен)和М. П. 拉札列夫(Лазарев, 1819—1821)等。俄罗斯航海家別林斯加烏津和拉札列夫於1820年第一次確定南極地方有廣闊的陸地，並把这些陸地繪在地圖上。俄罗斯第一个南極探險隊的製圖工作，按其精密性來說，实在使以後的一切研究者感到驚奇。俄罗斯南極探險隊發現了彼得大帝島、亞歷山大一

世島和14个以俄文命名的島嶼(1821)，並把它們画到了地圖上，这样便取得了对南極大陸第一次進行科学研究的优先地位。这便是南極洲的發現。

十八世紀初葉的地理学主要地帶有記述性。按照当時許多旅行和調查的詳細而精確的記述，可以知道某一地區位於哪裏，它是一个什麼样的地區；但是要想知道为什麼某一个地區的植物很丰富而在另一个地區却沙漠很多，或者为什麼这一个地區的气候不同於另一个地區，根据这些記述是無法理解的。

罗蒙諾索夫自1757年起開始領導俄國科学院地理部，他領導地理部工作一直到逝世为止。苏維埃時代对於該地理部的各种材料的研究工作証明了：罗蒙諾索夫在地理学和製圖学的發展中起着非常重大的作用。

罗蒙諾索夫認为地圖具有重大的意义。用罗蒙諾索夫的話來說，地圖"給予整个廣大宇宙以統一的观點"。因此，早在十八世紀罗蒙諾索夫便明確地了解：地圖是一种非常宝貴的东西，它是描述地表的縮寫圖，因而它能用來观察廣大的領土。

俄罗斯的天才学者罗蒙諾索夫開展了地理部各方面的工作，其目的是加强地理部的工作使其成为具有國家意义的机構，培养製圖学的幹部，創造一本具有科学材料和地理知識的新地圖册，拟定經济製圖学方面的措施，以及編寫北方海路探險隊計劃。該項計劃命名为"北方海洋各次旅行簡述以及經由西伯利亞海洋到东印度的可能途徑"，其中並附有他親手繪製的北極地方地圖。最後，罗蒙諾索夫向科学院办公廳提出關於製造地球儀的建議。他寫道："为了便於一般人使用，我打算用自己的經費發行一种印有俄文字的地球儀。我已經發明了並準备了劃分兩半球的方法，並且作了充分的試驗"。



M. B. 罗蒙諾索夫 (1711—1765)

罗蒙諾索夫的这一切工作，也像其他許多工作一样，对於地理学和製圖学的發展是一个很大的貢献。

罗蒙諾索夫早在十八世紀便第一次提出了關於地理学方面許多現象之間具因果依存性的問題。在罗蒙諾索夫之後，過了很長時間，其他的学者才開始來着手解决这問題。在外國的学者中値得提出的是 A. 洪保德 (1768—1859)和李特尔 (1779—1859)。

A. 洪保德是一个旅行家。他以直接在自然界里观察到的事实为根据，並且具有唯物主义的思想，所以能够作出許多結論，如气候帶配置的原因，气候对於海洋和地形的依賴性，植物对於气候的依賴性，形成洋流的原因。

另一个德國学者卡尔·李特尔(1779—1859)企圖確定人類对於自然的依賴性以及各种自然因素間的依賴性。例如，他硬說每个國家的自然界預定了居住在那裏的人民之歷史。根据他的意見，歐洲人的高度文化是歐洲地理条件有利的結果。相反地，印度、非洲和其他類似的國家之自然界預定了居住在那裏的各族人民文化水平低具有唯物主义的思想。李特尔的偽科学

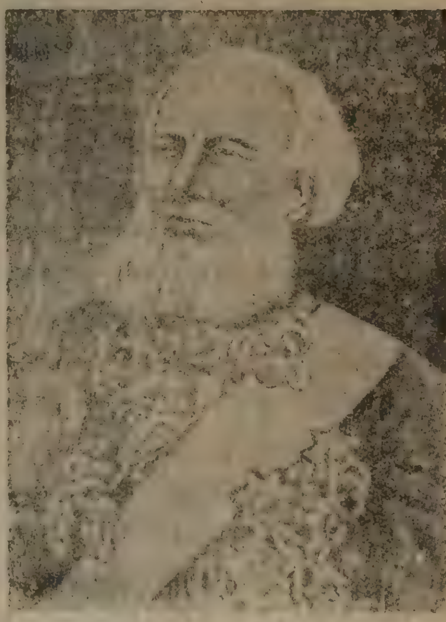
謬論是毋容置疑的。以苏联为例，苏联在偉大的十月社会主义革命前的自然条件和現在相同，但 1917 年以前的生活、經济和文化与苏維埃政权時代却有很大的區别。

李特尔的錯誤思想在醉心於殖民政策的資本主义國家中得到了廣泛的發展，而俄罗斯的地理科学却走上了另一条道路。根据罗蒙諾索夫的学說，俄罗斯的学者創立了独特的俄罗斯地理学派。这个学派確定了十分新的、当時先進的綜合地理研究的方法論，卽在相互联系中研究自然界一切要素和人類活動，並且廣泛地使用了比較法，卽把所研究的地區之自然界与其他地區的自然界進行对比的方法。

於是，地理科学的發展進入了一个新的時期；这个時期提出了联合和綜合地理材料以闡明地理規律性的問題。所以分析統一整体的自然地理环境並分析其相互關係便成为地理科学的基本理論問題。

俄罗斯地理学派値得为他們的偉大科学工作者而自豪。

在地理科学的發展史中佔首要地位的俄罗斯地理学家是著名的旅行家和研究家彼得·彼得罗維奇·謝苗諾夫(Петр Петрович Семёнов,1827—1914)，後来改名为謝苗諾夫·天山斯基(Семёнов-Тян-Шанский)。他在俄罗斯地理学会的歷史中有特別重要的地位。該会成立於 1845 年 10 月 19 日(按舊曆算是 7 日)。在他的領導期間，地理学会獲得了很大的成就，馳名全球。地理学会組織了許多聞名全球的探險隊，例如下列許多地理学家的旅行：Н. М. 普尔熱瓦尔斯基 (1839—1888) 的旅行 (他的旅行在亞洲研究史中有劃時代的意义)、Н. А. 謝維尔佐夫 (Северцов, 1827—1885) 的旅行、Г. Н. 波坦寧(Потанин, 1835—1920)的旅行、П. А. 克罗泡特金(Кропоткин, 1842—1921)的旅行、М. В. 彼甫佐夫(Певцов, 1843—1902)的旅行、А. П. 費德欽科(Федченко, 1844—1873)的旅行、Н. Н. 米克魯霍-馬克萊(1846—1888)的旅行、С. О. 馬卡罗夫(Макаров, 1848—1904)的旅行、И. В. 穆什凱托夫(Мушкетов, 1850—1902)的旅行、В. И. 罗鲍罗夫斯基 (Роборовский, 1856—1910)的旅行、Ю. М. 邵卡尔斯基(Шокальский, 1856—1946) 的旅行、П. К. 科兹洛夫(Козлов, 1863—1935)的旅行、В. А. 奥布魯切夫(Обручев, 1863—)的旅行、В. Л. 科馬罗夫(Комаров, 1869—1945)的旅行等。



П. П. 謝苗諾夫·天山斯基(1827—1914)

П. П. 謝苗諾夫把最好的地理工作者都吸收到地理学会中工作：例如 А. А. 梯洛(Тилло)任助理副主席，И. В. 穆什凱托夫任自然地理部主席，А. И. 沃耶科夫(Воейков)任气象学委員会主席，А. В. 格里哥里也夫(Григорьев)任地理学会秘書等。

当時卓越的著作是第一个俄罗斯歐洲部分地區測高圖，比例尺为 1 吋 : 60 俄里，測高圖是

1889年由著名的俄罗斯製圖学家阿列克塞·安德烈耶維奇·梯洛(Алексей Андреевич Тилло)編製的，他对於俄罗斯西部地形確定了科学观點。



Н. М. 普尔熱瓦尔斯基（1839—1888）

俄罗斯地理学的另一个組織者是德米特利·尼古拉維奇·阿努欽(Дмитрий Николаевич Анучин, 1843—1923)。他組織了並領導了莫斯科大学地理教研室以後，培养了大学教授幹部，建立了莫斯科大学地理研究室和地理博物館，創办了地理学雜誌"地理学"，並担任該雜誌的編輯達30年之久。Д. Н. 阿努欽在他的祖國廣泛地普及了地理科学。

虽然革命以前俄罗斯的研究家对於地理学的貢献非常大，但是在苏維埃政权的年代中，苏联的科学獲得了更大的發展。即以各机構進行的探險工作而論，已較革命前蓬勃發展，使本書不勝列举。單是苏联科学院每年便要組織數十个探險隊。1919年苏联科学院成立了地理科学研究所，順利地進行了野外調查工作。地理研究所的任务是發展苏維埃地理学並全面地研究苏联和外國地理学。

1938年苏联地理学会加入了科学院。地理学会在各加盟共和國和自治共和國以及苏俄各省中有許多分会，地理学会将將其工作重心(特别是探險隊工作的重心)轉移到各分会以及建立在各地方的地理学各分科的科学研究机構中去。这样便可以使地理学会从事地理問題的科学研究工作，並廣泛而積極地吸收学者和从事实际工作的地理学家来解決社会主义建設的理論問題和國民經济問題。

我們不能够詳細地敍述苏联科学院和地理学会的一切工作，所以只提一提某些最重要的工作。科学院和地理学会倡議研究北區（Север）。1937—1938年在旅行史中著名的、空前的事件是苏維埃"北極"漂流站，它給科学提供了非常宝貴的科学材料。此外，並在下列地區進行了大規模的地理研究工作：雅庫梯亞、哈薩克斯坦、蒙古人民共和國、圖瓦自治省、科拉半島、卡累利亞、巴什基里亞、帕米尔、阿尔泰、堪察加、烏拉尔、高加索以及苏联遼闊領土的其他許多區域。

以著名的俄罗斯人命名的山峯、冰川、山脈、河流、海灣、海峽、海角、半島和島嶼，以及旅行家的許多著作和他們所編製的地圖，乃是这一切發現和研究工作的紀念（圖3）。然而繪在世界地圖上的俄罗斯人名和俄文名称無論多麽偉大，無論多麽多，仍远不能詳尽說明俄罗斯研究家和苏維埃研究家所發現和研究的一切东西。苏联的旅行家具有俄罗斯人所具有的非常謙遜的特點。在很多情况下，由於深深地尊重居住在这些土地上的人民，往往用当地的名称来称呼所發現的土地。只有在很少的情况下，即当地沒有名称或無法查考時才另行命名：如前人的名字、当代人的名字、政治工作者的名字、軍事將領的名字、学者的名字、沿海普通農民的名字、嚮導的名字、飛行英雄的名字和衞國战爭英雄們的名字等。

在目前世界地圖中，有很多地名是以領袖列寧和斯大林的名字，以及莫洛托夫、伏罗希洛夫、基洛夫、罗蒙諾索夫、普尔熱瓦尔斯基、門德雷也夫、謝苗諾夫·天山斯基等的名字來命名的。

1943年，在騰格里山附近發現了一个很高的峯。根据測量的观察和航空測量的材料可以確定这个不著名的峯高出海面7,439公尺，比騰格里山高出400公尺。为了紀念勇敢的苏軍在偉大的衛國战爭中所獲得的勝利，这座新發現的山峯便命名为勝利峯。



圖 3. 普尔熱瓦尔斯基和科兹洛夫在中央亞細亞旅行的地圖。

苏維埃人民勝利地結束了偉大的衛國战爭以後，地理研究工作得到了更大的發展。在这个時期所發現的和所研究的地理对象便以苏联卓越的科学家A. A. 鮑尔佐夫(Борзов)、A. C. 巴尔科夫(Барков)、A. A. 格里哥里也夫、Л. C. 貝尔格(Берг)、Г. Д. 里赫捷尔(Рихтер)、H. H. 巴朗斯基(Баранский)等的名字命名。可以滿怀信心地說：这些發現並不是最後的發現，地圖上將出現更多的新的、光荣的苏联人名。


H. H. 米克鲁霍-馬克萊(1846—1888)

与地理学緊密相關，苏維埃製圖学也得到廣泛的發展。最近30年來，幾乎整个苏联都進行了大比例尺的測量。这些工作之所以達到这样的規模和速度，主要是因为应用了航空測量。苏联製圖工作的最大成就，是創造了1:1,000,000比例尺的苏联本國地圖。專門的製圖工作突飛猛進。已經創造了許多地質圖、土壤圖、植物圖、地貌圖、气候圖以及其他一些自然地理圖。这些都是全苏範圍的概述性的大比例尺地圖。此外，还創造了許多地圖册。

自然地理学科的許多部門在發展中都得到很大的成就。这首先是地貌学。現在地貌学被理解为研究地形發生、發展和变化的規律的一門科学。在革命前的俄國，实际上是沒有这門科学的，虽然在某些卓越的俄罗斯地質学者的著作中已經有了萌芽，这些学者在地質学家方面有 И. В. 穆什凱托夫、A. П.

卡尔賓斯基(Карпинский)、С. Н. 尼基琴(Никитин)、А. П. 巴夫洛夫(Павлов)，在地理学家方面有П. П. 謝苗諾夫・天山斯基、В. В. 道庫恰耶夫(Докучаев)、П. А. 克罗泡特金等。地貌学各方面在30年的过程中，得到了顯著的發展，闡明了地形在各种自然地理条件中的形成过程，並記述了具体地區的地形。大家很快地認識了地貌学的实际意义，这大大地促進了地貌学的發展。在地質、工程勘查、測量、航空攝影測量、製圖等各項工作中都利用地貌学，从事这些工作都必需研究地形。



В. В. 道庫恰耶夫(1846—1903)

十九世紀末和二十世紀初，俄罗斯地理学的特點是研究和拟定最重要的理論原理。俄罗斯学者在研究工作中以罗蒙諾索夫的学說为根据，並保存了俄國地理学發展時期的基本正確观點，即把自然界看作是統一的不斷發展着的整体的观點。这样，他們創立了独特的地理学派，研究出來了一些原則，在实踐中進行了綜合地理研究工作。这些研究工作的結果乃是最重要的理論和实际原理，其中特別著名的是В. В. 道庫恰耶夫關於自然地帶的学說。

В. В. 道庫恰耶夫(1846—1903)是俄罗斯的一个卓越学者，他具有廣泛的科学兴趣。他的經典科学著作"歐俄河谷的形成方式"、"我國草原的过去和現在"、"自然帶学說"等对於苏联地理学的發展有很大的影响。他提出了全面地研究平原上的"自然歷史帶"(естественно-исторические зоны)，把它們作为自然界特殊对象来研究，並研究山嶺上的垂直帶。道庫恰耶夫所提出最後的任务是：尋求改变自然並消滅其任性妄为而为人類謀福利的方法。为了研究性的勘察，他拟定了改造自然的指示：建立積雪設备，調治河流的春汎，建築人工水庫、人工植林和防護林帶，規定耕地、草地、森林、水面等的相对面積。В. В. 道庫恰耶夫具有远大的眼光，他提出了俄罗斯將來的文化景观，这种景观只有在苏維埃時代才能够实現。在社会主义計劃經济的条件下，苏維埃科学乃成为有利於建設共產主义社会的、改造自然的工具。



Д. Н. 阿努欽(1843—1923)

苏联地理学家在其著作中繼續發展了В. В. 道庫恰耶夫關於研究自然帶的思想。Л. С. 貝尔格(1876—1950)關於地理景观和地理景观帶的著作就是建立在这种思想的基礎之上。这些著作对於苏維埃地理科学具有很大的影响。当然，由於苏联景观地理学家

C. B. 卡列斯尼克(Калесник)、H. A. 宋采夫(Солнцев)等的共同努力,这种地理概念的科学內容到後來变得更加確切和丰富了。此外,最近幾十年來 A. A. 格里哥里也夫關於地理过程的著作对於自然帶的一般学說也是一个很重要的新貢献。

苏联關於地理景观發展規律的学說現在具有重大的意义,它远远地超越了外國的景观学。俄罗斯地理学派清晰而明確地了解自然現象的相互關係和相互作用以及自然环境的完整性,並根据这些原理独立地、創造性地拟定了綜合地理研究的方法論,这和外國学者的閉門造車的抽象公式完全不同。苏維埃科学係以馬克思列寧主义的世界观的牢固基礎为根据,因此有可能全面地批判外國資產階級科学的方法論原則,有可能製定以辯証唯物主义与歷史唯物主义为基礎的科学原理。这便是苏联地理科学对資產階級地理学的主要优越性和基本區別。

§ 8. 地理知識对於測量員、地形測量員和製圖員的意义

在有計劃的社会主义經济的条件下,自然地理知識具有特別重要的实际意义。如果不研究一个地區自然条件的空間分佈及其發展規律,便不可能設計巨大的工程建築,便不能詳細地研究天然富源,便不能規劃新城市的建設等。

明瞭本國領土的自然地理特徵对於國防也具有重大的意义;偉大的衛國战爭的經驗確切地証明了这一點。如果不明瞭战場的地理特徵,便不能計劃战鬥行動和領導战鬥行動,便不能順利地進行战鬥。"關於地方及其特徵和地形的精確而完善的知識,是具有最新的多样技術的現代軍隊順利作战的最重要条件之一"①。

地理知識对測量学、製圖学和航空攝影也具有特別重大的意义。測量員、地形測量員或製圖員如果不懂得地理知識,不会在其生產工作中应用地理知識,便不可能保証編製質量很高的地形圖。反之,只有当製圖測量幹部具有高深的地理知識,才能編製質量很高的和非常正確的地形圖。

例如有了關於水文学基本規律的知識,便可以把水文網的基本特徵和局部特點描繪在地圖上。研究地形發生的規律以及植被的分佈知識,便可以使我們正確地把它們画在地圖上。

我們已經知道:地理科学係研究整个地區的自然界及其个別要素在其發展中的規律性和相互關係。現代地理研究工作的特點是研究某一地區所具有的各种現象的總和。因此,地形測量員和製圖員在繪圖時不应当把地表的輪廓和其他自然要素以縮小的形式机械地搬到地圖上,而不管各种自然要素的相互關係和相互作用。他們应当深刻地認識自然界並了解自然要素和自然現象的本質及其構成和發展的規律,以便繪出該地區地理环境的綜合特性。

只有地形測量員、製圖員和地理学家共同努力,才能够解決这一問題以及許多其他決定地圖內容的丰富性和正確性的問題。想做到这一點,測繪幹部也需要高度的地理文化和高度的地理知識水平。"为了闡明自然环境的特殊規律性和一般規律性並把它們正確地表現在地圖上,必需深刻地認識自然界並了解自然界中進行的各种过程。只有認識了自然界並了解其基本規律性,

① 眞理報,1937年9月10日。

地形測量員或製圖員才能够理解自然界的無窮变化，才能够辨别出其中最本質的最主要的东西”(着重符号係傑米亞諾夫加的)[見參考書 64]。

地理学的方法是要把死的攝影照片变成地圖；並不是机械地把現实翻版，而是要变成創造性的作品。这种作品在形式上是生動的，在內容上是非常科学的。

根据以上所述，我們可以了解：測量員、地形測量員和製圖員都同样地需要很好的地理修养。測量員和地形測量員在編製平面圖(топоплан)，在初次选擇並概括他們在自然界所观察的对象和現象時，应当認識並了解自然界；製圖員在進行測繪工作的各階段時——由初次的測量到地圖排印前的最後校閱——应当深入地掌握地理知識。

隨着苏联社会主义國民經济的飛躍高漲和文化建設的飛躍發展，对於地圖的需要也大大地增多了，对於地圖內容的要求也相应地提高了，因此对於編製地圖者地理修养的要求也提高了。这便是为什麼在中等技術学校和高等学校裏培养地形測量学和製圖学專家時必須特別注意地理課程，並且不应当把它們列入普通課或輔助課的範疇，而应列入保証改善地圖內容的專業課的範疇。

此外，研究自然地理学也具有很大的普通教育意义：可以培养我們的唯物主义世界观，可以使我們有意識地去評價自然条件，並利用自然界及其富源以滿足社会主义建設的需要。同時，研究本國的自然地理可以使学生养成熱爱祖國的思想，並培养他們的爱國主义精神。

測繪幹部学習地理学不应当看作是脫離了地形測量工作和製圖工作。現在大家都認为必須吸收地理学家參加測繪工作和必須加强測繪幹部的地理修养。在这一點上功績特別偉大的是苏联科学院通訊院士 Ф. Н. 克拉索夫斯基(Красовский, 1878—1948)和 А. А. 鮑尔佐夫教授(1874—1939)。他們尽了很大的力量，培养了許多製圖和地形測量幹部；这些幹部都具有高度的地理修养，特別是具有地貌学的修养。

第二章　地球的一般概念

§ 9. 宇宙中的地球

根据对地質学、天文学、地球物理、地球化学以及其他科学長期而深入的、細緻的研究結果，根据業已得到的科学資料，学者們已建立了一个概念，即太陽、星、地球和其他行星等宇宙要素是一个統一体。所有这些要素乃是由同一物質所構成，只是形式上有所不同而已；而这种形式上的差別是由於構成宇宙各要素的物質在量上和質上具有多样性的結果。

地球是太陽系中行星之一，而太陽系不过是宇宙中一个渺小的部分。这是經过長期的探索、無數錯誤和走了無數彎路以後才發現的眞理，也是經过对中世紀宗教教义的頑强鬥爭，付出很大的代價以後才確定的眞理。

關於宇宙的壯观和地球距离各天体的远近，現代科学已經繪出了一幅明晰的圖画。經过科学的研究，我們深信在地球上大家共知的自然界的規律和物質运動的規律同样也可应用到地球範圍以外的整个宇宙。自然界的規律到处是相同的；整个宇宙是按照同一規律运動和發展的。

§ 10. 地球的形狀

古代学者，包括畢塔哥拉時代以前的早期希臘学者在內，認为地球是一个扁圓，而太陽，月亮和星辰，从地球的边緣上升和下落。而且安納克西門（Анаксимен）認为天穹是透明的，在天穹上面是用金的釘子把星辰嵌在那裏不動。希罗多德也附和这种幼稚的見解。

在很長的時期內，誰也沒有对这样的概念提出过反駁。一直到公元前 530 年，希臘哲学家畢塔哥拉才提出不同的意見。他从球是最完美的形体这一抽象概念出發，認为“地球应該是球形”。200 年以後，古代最偉大的学者亞里斯多德（公元前 384—322 年）首先提出地球是球形的証明，指出月食時地球投在月球視面上的陰影經常是圓的。当麥哲倫完成第一次环球旅行（1519—1522）以後，地球是球形这个結論就最後地確定了。

牛頓（1642—1726）肯定地說，地球是环繞地軸旋轉的物体，它的形狀应該是兩極扁平的橢球体（сфероид）。这个假說後來得到了証实。在十八世紀進行經線的弧度測量時，發現經線每 1° 弧度的長度自赤道向兩極增加，即証明地球不是一个球，而是近乎一个旋轉的橢圓体。

自此以後，曾經沿經線和緯線作过許多次弧度測量。在这多次測量中，以涉及的範圍和精確的程度而論，特別出色的是斯特魯威（Струве）和田納尔（Теннер）所領導的測量隊。他們沿着經線 25°20′ 弧由多尔尼（Торнео）河口（北緯 70°40′3″）① 至多瑙河（北緯 45°20′28″）進行了測量。

---

① 譯註：在挪威。

所有後來对地球形狀和大小的測定都以这些沿經線測量的結果为準。此外，俄罗斯学者也進行过沿緯線的測量，取得了更顯著的成就。一直到現在，國际 52° 緯線測量的大部分仍舊採用了俄罗斯学者的測量結果。測量線經过英國、比利時、德國和波蘭，掠过前斯托霍夫（Ченстохов）一直伸展到烏拉尔的奥尔斯克城。这条巨大的弧的長度为 69°41′。当時其所以选择 52° 緯線來測量，是因为歐洲大陸在 52° 緯線处最寬。这次的測量工作繼續了 15 年，曾遇到好些困难。例如在波列协（Полесье）工作時，須在那裏建築高達 40 公尺或更高的三角測量覘标。虽然如此，在測量專家 И. И. 斯切布尼茨基（Стебницкий）總領導下，測量隊不但在 1872 年完成了野外工作，而且算出並公佈了工作的結果。

十九世紀所進行的弧度測量原可据以測定地球的扁平率。不过後來發現个別測定和總結果的偏差常超过了容許的观測誤差。由此可見旋轉橢圓体不完全精確地符合地球的眞实形狀。旋轉橢球体是一个只在總的輪廓上較類似橢球体的物体；它只是最接近地球的眞实形狀而已。進一步分析証明地球不符合任何幾何形体，而是具有地球所独有的、十分特殊的形狀。我們把这种形狀称为地球体（Геоид）①。

現代的大弧度測量，傅科（Фуко）所作的擺实驗，以及重力測定都得出了与上述相同的結論。这样，所有將地球形狀比作某种規則的幾何形体——球体、旋轉橢圓体的說法都是毫無根据的。我們只能有一个結論，即地球是一个不規則的幾何体。

如果不考慮古代对於地球形狀和大小的不正確的概念的話，我們可以把研究地球形狀的歷史分为三个主要時期：第一个時期，一直到十七世紀末，一般認为地球是規則的球体；第二个時期（自十七世紀末到十九世紀初）認为地球为規則的橢球体；第三个時期为現代，这个時期確信地球接近橢球体，但畢竟是一个不規則的形体，即地球体；至於闡明地球体的細微末節則是二十世紀的任务。

§ 11. 地球大小和弧度測量的概念

还在古代，便有学者企圖測定地球的大小。承認地球为圓形的希臘学者埃拉托斯芬曾想知道地球的大小，而且天才地解決了这个問題。虽說当時他所用以測定角度和距离的方法很原始，但是他所得出的地球圓周値（等於 39,816 公里）十分接近眞实的數値。为了測定这个數値，他曾在地球的大圓圈上选定了由亞歷山大城到西耶納（Сиена，即現在的阿斯旺—Ассун）間的一段弧，並推想这兩點位於同一經線上②。这兩个城之間的距离等於 5,000 希臘尺③。於是他根据下列事实作出他的結論：夏至白天正午太陽正当埃及南部的西耶納城的天頂，而且陽光是直射的，但在埃及北部的亞歷山大城同天的正午，太陽距天頂 7°12′，即为圓周的五十分之一。由此，埃拉托斯芬斷定亞歷山大城至西耶納的距离等於地球圓周的五十分之一。既然亞歷山大城至西耶納

① 地球体这个形狀不但估計到兩極的扁平性，而且也考慮了地形的巨大起伏。

② 現在知道西耶納在亞歷山大城之东 3° 的地方。

③ 希臘尺（стадия）为古希臘的長度單位，隨地區而不同，变動在 150—190 公尺間。亞歷山大城的希臘尺約为 159 公尺。

距离等於 5,000 希腊尺，則地球圓周按照他的計算应等於 5,000×50＝250,000 希腊尺。化为公里，則为 39,816 公里，这比現代大地測量所公認的數值略小。

埃拉托斯芬利用弧度測量所測定的地球大小是第一个近似值。後來，阿刺伯人和文藝復兴時代的学者曾經按照埃拉托斯芬的原則進行了弧度測量。

在測量地球的工作中，三角測量有很大用处。直到現在当我們進行弧度測量時仍运用三角測量（圖 4）。三角測量的实質在於用三角法來計算三角網以代替直接測量一个地區的直線距离。三角網之中有很多隣接的三角形，各三角形的頂點竪有特殊标誌。測量的方法：首先直接精密地測出第一个三角形的一边，即基線；然後其他各边毋須進行測量；只要測出各三角形的各个角，其他各边便可根据三角公式計算出來。

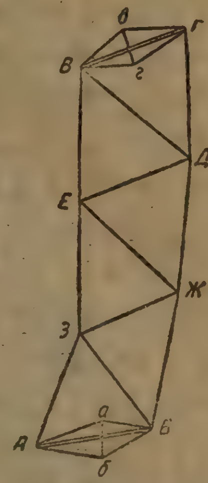


圖 4.　三角測量

аб 与 *вг* 为須要直接測量的边長；它們是三角網的基線。*А*、*Б*、*В*、*Г*、*Д*、*Е*、*Ж*、*З* 为三角形的各點；在这些點上進行角度測測。

三角測量的精確性現在已經大大提高。最近利用帶有十字網的望远鏡測量水平角，这个方法於是更加完善了。

其次的一次大弧度測量是在十九世紀進行的。这一次算出了地球的扁平率，同時也比較精確地測定了有關地球橢圓体大小的數值。

苏联在从前進行測量和製圖工作時，係根据 1926 年莫斯科測量会議的决定，採用了 1841 年白賽尔（Бессел）所得出的下列地球橢圓体數值：

長半軸……………………………………$a=6,377.397$ 公里

短半軸……………………………………$b=6,356.079$ 公里

扁平率……………………………………$\frac{a-b}{b}=1:299.2$

由於这些数字已經陈舊，1946 年進行測量和製圖工作時採用了新的橢圓体，称为克拉索夫斯基（Ф. Н. Красовский）橢圓体，在这个橢圓体的計算工作中，曾考慮到地球具有三軸这个事实①。橢圓体數值是由克拉索夫斯基算出的，後來經斯大林獎金獲得者 А. А. 伊佐托夫（Изотов）加以証实。其數值如下：

長半軸……………………………………$a=6,378.2$ 公里

短半軸……………………………………$b=6,356.9$ 公里

平均極地扁平率……………………………$\alpha=1:298.3$

赤道扁平率………………………………$\varepsilon=1:30,000$

像这样的扁平率數值虽說在东西半球的教学掛圖、学校用的地球儀和圖册中可以不管，可是在編製 1:500,000 比例尺和更大比例尺的地圖時却非考慮不可，因为这个扁平率數值究竟是相当大的。同样，在測量很大的面積和距离時，这扁平率决不可忽略。

§ 12. 地球的运動

人們開始知道地球的各种运動要比知道地球的形狀遲得多。只是在三百五十年前伽利略才

① 地球不只是有極地扁平率，而且有赤道扁平率，等於 1:30,000。

断言地球环繞地軸旋轉，而且他提出这个意見是冒了生命危險的。在此以前，人們一直把星辰自东向西的視运動当作眞实的情况。这是因为那時科学还处在矇昧時期，並且这項結論也是通过直接对周圍宇宙的观察得來的，人們也沒有想到去驗証它。

这种關於宇宙結構的虛伪概念自然要引起許多難於解答的問題：如太陽落下以後到哪兒去了？甚麼地方是地球的終點？在地球的下面有甚麼东西？在遙远的过去，人們給这些問題以極不正確的、荒謬的解释。他們認为地球是平的，而天空是巨大的穹窿，支持在大地上；太陽、月亮、星辰每天环繞地球一次，而地球本身則是不動的，因而地球成为宇宙的中心。至於宇宙本身則是为了人類而創造的；人是万物之灵（человек является «Венцом творения», Целью мироздания.）。这种說法称为**地球中心說**，而这些幼稚观點獲得了宗教的支持。

現代科学簡單而明確地解決了有關宇宙的各种問題。它証实並不是太陽环繞地球旋轉，而是地球和其他行星环繞行星系中心——太陽——旋轉。这学說称为**太陽中心說**。科学揭露了支配宇宙星系运動的規律，而地球也是这星系中的一分子。地球如与太陽系相比較，則地球現得很小，而太陽系也只是整个宇宙中一个很渺小的部分。

依照太陽中心說，地球係环繞地軸旋轉。这种眞实的运動可以充分說明天体为甚麼会在地球的周圍运動，为什麼有晝夜的更替。此外，这学說还可說明太陽全年的視运動和地球上季節更替的現象。这些現象之所以發生，是由於地球每年环繞太陽运行一周，並且旋轉的地軸相对軌道平面有傾斜的緣故。

§ 13. 地球自轉

地球环繞地軸自西向东旋轉，每完成一周轉需 23 時 56 分 4 秒（恆星日）。因此，一个太陽日[①]比一个恆星日約長 4 分鐘。

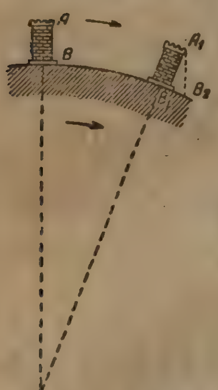


圖 5. 下降物体向东偏開。

下降物体向东偏開的現象是地球圍繞地軸旋轉的明確証据。按照物理的規律，自高处下落的物体应該沿鉛垂線下降，而在各种实驗中，下降物体必不可免地向东偏開。这种偏開現象之所以發生，是由於当地球旋轉時，物体在高处的运動速度比接近地面時为大。茲假設有某物体从地表某高度 A 點下降（圖 5）。由於慣性的原故，物体必以其開始下降時所獲得的同一速度自西向东运動。結果，当物体降落地面時，必会超过 B_1 點，而落在 B_1 點稍东的 B_2 點，卽向东偏開一段距离。

利用擺動的擺所作的物理实驗是地球圍繞地軸旋轉的另一明証。根据擺的屬性，除了重力以外，如果它沒有受到任何其他外力的影响時，則擺動平面应当保持不変。試將一个長擺的頂端固定在大廳的屋頂上，使擺可能沿任何方向自由擺動（圖 6）[②]。然後在擺的下面安放一个大圓盤。圓盤的周圍要刻有度數，而且要通过圓盤的中心刻一条与当地經線方向脗合的直線。安放圓盤時要把圓盤的中心恰

① 太陽日为兩个正午之間的時間長度。
② 在列寧格勒从前的伊薩阿基耶夫教堂曾進行过这样的实驗。当時所用的擺長 98 公尺，擺錘重 50 公斤。

好对正擺錘(当擺錘沒有擺動的時候)。現在如果使擺沿經線方向自北而南擺動，那末按照机械运動的規律，它在空間擺動的平面应經常保持不变。但是因为地球在旋轉，進行实驗的大廳和地板也在随着地球旋轉，所以擺的擺動平面相对圓盤上那条經線好像在不斷轉動一样。事实上，擺動平面並沒有变化，而只是刻度的圓盤和大廳在轉動而已。这当然是由於地球圍繞地軸自轉的結果。

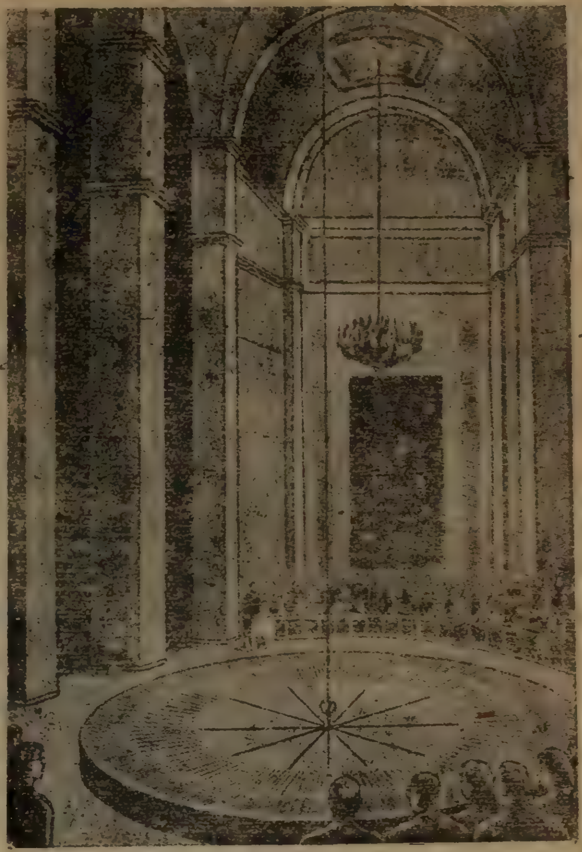


圖 6. 列寧格勒伊薩阿基耶夫大教堂中的傅科擺实驗。

擺的擺動平面与經線方向所構成的偏向角随当地的緯度而異：在兩極每小時偏向 15°，自兩極向赤道，偏向逐漸減少；在赤道上偏向角已等於 0°，也就是說在赤道，擺的擺動平面与經線的方向完全脗合，二者的相对位置不發生变化。这一个实驗曾在地球表面各处反覆進行，所獲得的結果是一致的。这是地球圍繞地軸旋轉無可爭辯的証据。当地球圍繞地軸旋轉時，地球表面各點每晝夜完成周轉一次。但是各點每周轉一次時所画的圓周有大有小。如果距想像的旋轉軸越远，則其所画的圓周愈大。反之，如距離想像的旋轉軸越近，則所画的圓周越小。地表上只有南北兩點保持不動。这不動的點称为極，地球的想像旋轉軸即通过南極和北極。

我們不妨在地球上距南北極相等的地方想像地繪一条圍繞地球的線，將地球分为兩个半球(南半球与北半球)；这条線称为赤道。

我們可以通过兩極在地球上想像地画許多大圓圈，这称为經線。这样的圓圈或經線可以环繞地球画無數条；每一条都是眞正的南北方向，因为它們必然通过兩極。要確定地表任何一點的經線方向是很容易的，只要利用正午的蔭影便可以測定。因此，經線又称为子午線。我們可以認定一条子午線作为本初子午線或零度子午線，將地球分为东西兩个半球；在本初子午線以东的地方称为东經多少度，以西的地方称为西經多少度。目前苏联和世界絕大多數其他國家都同意採用通过倫敦近郊格林威治老天文台的子午線为本初子午線。

其次，在赤道的北边和南边，又可以环繞地球画許多与赤道平行的圓圈，这些圓圈称为緯線在赤道南北距赤道 23°27′ 的兩条緯線称为回歸線：在北半球的称为北回歸線，南半球的称为南回歸線。

在赤道以南和以北，距赤道 66°33′ 处与赤道平行的圓圈称为南、北極圈。它們是極地的边界。在極圈上，一年之內有一晝夜能得到太陽的不断照耀（即連續的極地白晝）；这在北半球为 6 月 22 日，南半球为 12 月 22 日。当北極圈上为連續的極地白晝時，南極圈上便是連續的極地黑夜。反之亦反是。極地白晝或黑夜的長度自極圈向兩極不断增加，到了北極和南極則半年为晝，半年为夜。

地球环繞地軸自轉引起了对我們很熟悉的現象——晝夜更替。在任何時刻，地球的向陽一面因受到陽光的照耀，成为白天，此時与其相反的背陽一面便是黑夜。

§ 14. 定向

当我們站在空曠的地方，我們看到地表的部分像一个圓，它的边緣好像与天空接壤；这称为可見的地平面①。此時天空和地球之間看來有一条分界線，这叫做地平線。

太陽和一切其他星辰上升的一方称为东方。在它相反的一方称为西方。当太陽在正午处於地平面上最高位置時，其所位的一方称为南方②。当太陽在半夜处於地平面下最低的位置時，其所位的一方为北方。

§ 15. 方位与子午線

联結地平面上的东西兩个方向的直線，可以直接从观察地平面來測定。照理說，日出在东，日落在西，所以联結日出點和日落點的直線应該卽是联結东西方向的直線。不过由於日出點和日落點在全年中不断改变其位置，所以我們不能經常利用日出點和日落點的位置來測定东西線的眞正方向。例如在北半球，冬季日出點和日落點移近南方，而夏季則移往北方。一年之中只有兩次可以这样來直接測定，卽在春分（3 月 21 日）和秋分（9 月 23 日）的時候。在春分和秋分这兩天，日出點和日落點是眞正的东方和西方。

联結眞正东西兩點的直線分地平面为南北兩半。联結地平面上南北兩边最远點並垂直於东西联線的線称为子午線或經線。

地平面上的南北兩點不可能用直接观察的方法來測定。因此，这兩點只是联結南北假想直線的終點，而这条假想直線也把地平面分为兩个部分——东半部和西半部。

还在古代的時候，天文学家、地理学家和航海家便以子午線为決定方位的基線。他們創造了測定子午線的第一个儀器——日規或古代日晷儀；这种儀器直到現在还保有一定的意义。这种天文儀器構造非常簡單：只是一根垂直於平面的桿子。在陽光下根据它投在平面蔭影的長度和方向，卽可測定子午線的方向或眞正正午開始的時間，也可測定太陽的高度或白天的時刻。

自从有了罗盤，根据子午線來定向更是方便了，因为罗盤針的兩端任何時候都是指向南北。

① 因为地球圍繞地軸旋轉，地球表面任何一點的地平面（赤道除外）是不断均匀旋轉的。南半球各地的地平面順時針方向旋轉；北半球各地地平面逆時針方向旋轉。

② 譯註：这是指北回歸線以北的地區而言，在中國的最南部則不同（蘇联全境位於北回歸線之北）。

§ 16. 地理緯度和經度及測定坐标的方法

地球的赤道和本初子午線或零度經線是測定地球表面任何一點的緯度和經度的基線。要測定地表某點的位置，必須先求出該點至赤道和本初子午線的角距。这样求出的角距值称为地理坐标；而某點至赤道的角距称为地理緯度，至本初子午線的角距称为地理經度。如該點在北半球，則它的緯度称为北緯多少度，如在南半球則称为南緯多少度。緯度是以經線的弧度來表示的，也就是由赤道(0°)至兩極(90°)沿經線計算其弧度。我們通常以符号φ來代表"緯度"这兩个字。此外，北緯以＋(正号)表示，南緯以－(負号)表示。例如北緯57°24′36″ 卽寫为$\varphi=+57°24'36''$。經度是由本初子午線向东或向西來計算緯線上的弧度。由本初子午線向东至180°的弧距称为东經，由本初子午線向西至180°称为西經。"經度"通常以λ來表示，东經以＋(正号)表示，西經以－(負号)表示。如东經38°8′40″卽寫作$\lambda=+38°8'40''$。这样地表某點的位置便可由地理坐标——卽緯度和經度來測定。

在地表如要求得精確的方位，可以应用天文的方法，卽观測恆星或太陽來確定地理位置。

在擴展測量網時，原點的經緯度便是用天文方法來測定的。

在应用測量方法時，各點的坐标是根据測定各點間的角度和距离來測定的。

水面上某地的位置是按照航程、航距和用天文方法藉助六分儀來測定的。在陸上進行測量時，事实上要經过各种起伏不平的地形，所以所有測得的長度都必須化为同一水平(海平面)來計算。这一方面固然構成用測量來確定地方位置的一种困难，但在另一方面又使我們有可能測得地球的眞实形狀和球形的偏差。所以測定某地位置時，必須知道它的高度或高程①。確定高度对於地理学有特殊意义，因为地理学除了研究其他問題以外，还研究地形的問題，卽研究地表的不平和研究相对地球理想表面的高度。

作为第三个坐标的高度，在數理地理学中最初曾經忽略过；但是隨着自然地理的發展，高度乃起着顯著的作用。現在一个地方的高度已成为描述地理位置的重要要素之一。

地球表面某點对海平面的相对位置称为絕对高度（或絕对高程）。如果該點在海平面以上，則絕对高度为正，如果在海平面以下，則該點絕对高度为負。大陸絕对高度为負的地區称为窪地。地表某點超过其他點的高度，称为相对高度(或相对高程)。

就確定地理位置來說，天文学和測量学是地理学最重要的輔助科目。測量学和天文学中常常应用方便的方法來研究，並同時創造了精密的儀器。这些儀器之中最常用的是万能經緯儀；經緯儀在測量学中应用尤廣。

§ 17. 地理緯度的測定

要找出地球上某地的地理緯度先要測定天極② 在該地地平面上的高度。天極的高度在北半球可以由北極星求得，北極星只距天極1°02′。

---

① 譯註：高度卽是高程。在地理学中我們通称高度，但在測量学中通称高程。本書譯文中兩名詞通用。

② 通过天球的地軸延長線称为天軸。天軸与天球相交之點称为天極：在北者称为北天極，在南者称为南天極。

在北極观察北極星時，北極星恰恰位於我們的头上。这就是說，联結北極和北極星的直線和地平面所夾的角等於 90°，这就是北極星在北極地平面上的高度，亦即北極的緯度。当我們自地表某點观察北極星或天極時，該地和北極星之間的联線可以說是和地心和北極星的联線平行的，因此由北極至赤道，北極星在地平面上的高度由 90° 減为 0°。事实上也是如此。我們如在赤道观測北極星，可知其在地平面上的高度等於 0°，而赤道的緯度也恰是等於 0°。由此可見，北極星在地平面上的高度總是与当地緯度相符。因此，从一个地點观測北極星在地平面上的高度便可測定該地的緯度。

§ 18. 地理經度的測定

大家知道，天空各种現象，首先是中天① 的現象到達和經过子午線的時刻在同一經線上的各點是相同的。这就是說，同一經線上，各地的時間是相同的。因此比較各經線之間的時間差數，就可以求出地理經度。地球环繞地軸自轉，每完成一周轉需時 24 小時，也就是每次轉動經度 1° 需時 4′(24×60′＝1440′; 1440′:360°＝4 分鐘)。这样，就不难算出時間上的差數，从而確定經度差。例如，某地的時間为 14 時 6 分，而在本初子午線上恰为 12 時，那末該地与本初子午線時間之差为 2 時 6 分，即为 126 分，而每隔經度 1° 差 4′，那末該地与本初子午線經度差等於 126:4＝＝31°30′。即該地經度为东經 31°30′。

自从鐘錶机器有了改良，能製出精密時鐘以來，从各地時間的比較來測定經度的方法便非常普及了。例如在航行時，可以已知經度的地點为起點，先將鐘錶按該地地方時撥对，这样便在理論上仍舊保持了起點的時刻。如將任何地點的地方時直接和它來比較，我們便可以求出某地的經度。現在由於各地無線电台經常廣播精密時刻②，所以地球上任何地點的鐘錶都可按天文台最精確的鐘錶來校正。这样，如要測定經度，只要用当地天文观測的地方時和同一天無線电廣播的格林威治時間來比較便行了。

§ 19. 地球公轉

地球除了圍繞地軸自轉以外，还以每秒 30 公里的速度环繞太陽运動。地球环繞太陽运動的途徑称为軌道；这个軌道是一条封閉曲線，呈橢圓形③。軌道共長 934,000,000 公里，即为赤道長度的 23,000 倍。地球沿軌道环繞太陽运行時，每运行一周要花費整整一年，即 365 天 5 時 48 分 46 秒。因为地球不是沿圓周运動，而是沿橢圓运動，所以一年中日地距离也週期地稍有变化。地球太陽間的距离平均为 150,000,000 公里。每年一月地球距太陽最近，計 147,000,000 公里，此時軌道上的那一點称为近日點④。地球在七月距太陽最远，此時日地距离增为 152,000,000 公里，而

① 中天是星辰經过天球子午線的時刻。每一星辰每天經过天球子午線兩次：第一次出現在子午線的上部(上中天)，12 小時以後再度出現在子午線的下部(下中天)。

② 苏联、德國和法國等國家都有強大的無線电報台，每天按照一定波長用簡單信号(點)廣播確定的時刻。廣播的時刻係根据天文台的鐘上所示時刻，而天文台的鐘則經常用天文观測來校正。

③ 橢圓是一条呈卵形的封閉曲線。曲線內部有兩个焦點。由兩焦點至橢圓曲線上任何一點的距离總和是一个常數。兩焦點間距离愈短，則橢圓愈接近圓形。同样，地球的軌道也有兩个焦點，而太陽位於其中一个焦點之上。

④ 近日點为环繞太陽运行的天体在軌道上距太陽最近之點。

軌道上的那一點称为远日點①。一月在北半球为冬季，七月为夏季。由此可以明顯看出，四季的更替並不是由於地球距太陽時远時近，而是由其他的原因所引起的。

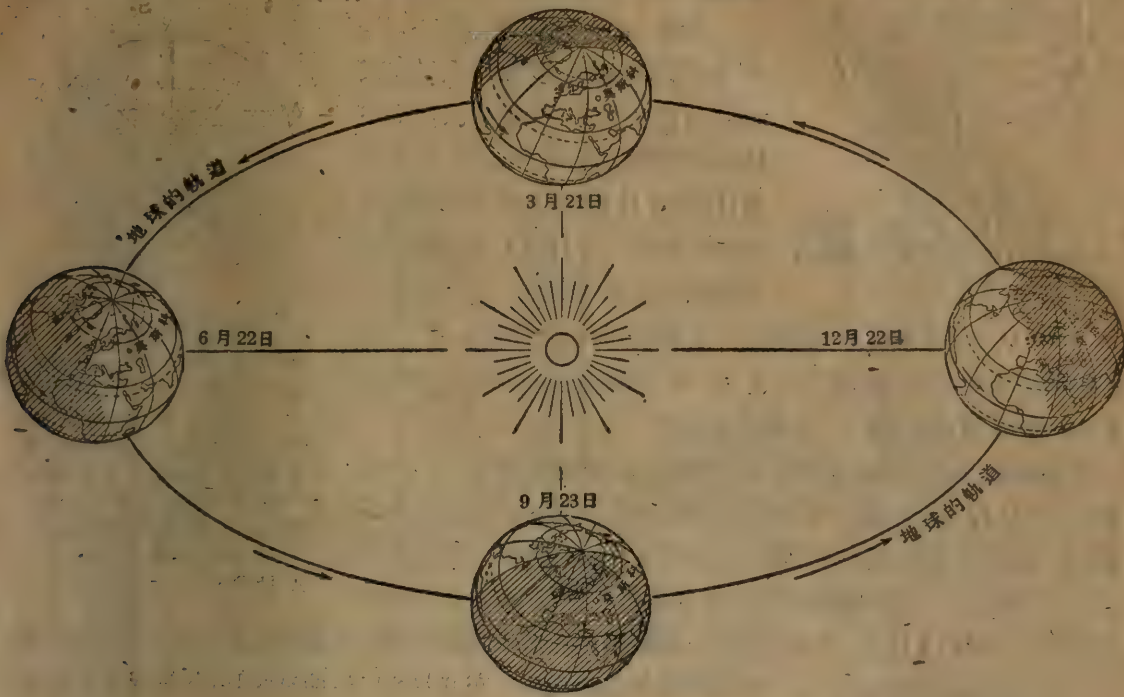


圖 7. 地球环繞太陽运行示意圖。本圖說明晝夜不均和季節更替的原因。圖中所示地球为在至日（夏至、冬至）和分日（春分、秋分）的位置。地球上画了許多平行線的部分表示未受太陽照射。指針表示地球自轉和公轉的方向。

地球在环繞太陽运動的途中經常使地軸相对地球軌道平面保持一定的角度。这个傾斜的角度經常保持为 66°33′。因此，当地球在軌道上运行時，無論在哪一个位置，南北半球同時獲得的熱和光是不一致的（圖 7）；卽地球向太陽的一面時而北半球佔去大部，時而南半球佔去大部。因此乃發生季節的更替。如果地軸不傾斜而与軌道平面互相垂直，那末地球上每一个地方晝夜的長短是相等的，也不会有四季的更替。在赤道上，正午陽光經常是直射的，而在兩極，陽光的入射角会很小。此時地表的增溫程度会自赤道均等地向兩極減少，地球上一年到头处处晝夜均分，各長 12 小時。

§ 20. 黃道

太陽一年四季好像在許多恆星之間移動，它在天空移動的軌道成一大圓，这称为黃道。黃道面向赤道面傾斜，它的傾角为 23°27′（圖 8）。黃道的傾角对应於地軸的傾斜。

① 远日點为行星軌道上距太陽最远之點。它的位置剛好与近日點相反。地球七月初位於远日點上。

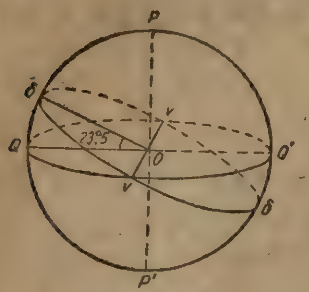


圖 8. 黃道:
QQ'—天赤道；PP'—極線(天軸)；
$\delta\nu\delta\nu$—黃道(指針表示太陽視运動的方向)。

如果我們观察太陽每日的視运動，可以看到它在天穹画的弧不是經常一样的。夏季当白天在北半球比較長的時候，日出點和日落點接近北方，而在冬季，当白天比較短時，它們接近南方（圖 9）。

从圖 9 中，我們可以看到 M、M' 在天赤道以上 23°27′，S、S' 在天赤道以下 23°27′。太陽好像保持在这中間升降。該 M、M'、S、S' 點称为至日點。6 月 22 日太陽所達到的點称为夏至點，12 月 22 日太陽所達到的點称为冬至點。



圖 9 太陽的視自轉：
HH'—地平面；PP'—天軸（天極間的联線），QQ'—天赤道；A'—12月22日（冬至）太陽的軌道，A—冬至日出點；QBQ'—3月 21 日和 9 月23日（分日）太陽的軌道；B—分日的日出點；$MCM'C'$—6月22日（夏至）太陽的軌道；C—夏至日出點；C'—夏至日落點。

圖中 Q、Q' 兩點位於天赤道上；太陽於 3 月 21 日和 9 月 23 日達到这兩點。这称为分日點。9 月 23 日達到的那一點称为秋分點，3 月 21 日達到的那一點称为春分點。

如果要对上列現象獲得更明晰的概念，最好參看圖 7。这幅圖所表現的，是当地球环繞發光放熱的太陽运動時，地球在不同的四个位置受太陽光照射的情况。在全年中地球相对太陽的位置是時時不同的，而地軸始終向同一方向傾斜。从圖 10 中，我們可以明顯看到在 12 月 22 日，即冬至日，南極圈中任何一點整天受到太陽的照射，同日北極圈內每一點却整天在黑夜中。在 6 月 22 日，即夏至日，其情况完全相反：北極圈內沒有黑夜，南極圈內沒有白天。

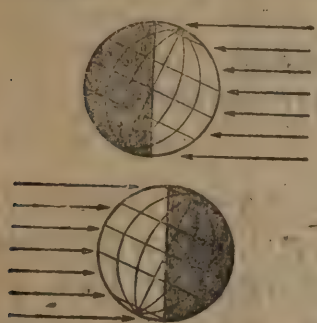


圖 10. 地球在 6 月 22 日和 12 月 22 日的位置。

在春分和秋分（3 月 21 日与 9 月 23 日）的時候，劃分地球为受光和背光半球的線通过兩極。所以在这兩天，地表各點受日照的時間和处於陰影的時間一样長。換句話說，在春分和秋分，晝夜長短相等。这是这兩天称为分日的由來。

在分日和至日之間的日子，晝夜的長短是逐漸在变化的。以北半球而言，从秋分至春分的時期，白天要比黑夜短些；从春分至秋分則恰恰相反：白天比黑夜要長些。夏季是白天較長的時期，冬季是黑夜較長的時期。晝夜分配的不均隨着緯度的增高而加大。

§ 21. 恆星時和真太陽時

如果我們要量度時間，必須有測定時間的尺度，就是要有測時間的單位，这样才可以將它与其他的時間間隔來比較。

自古以來，人類就以“日”作为時間的單位。後來有恆星日和太陽日之分。恆星日是地球圍繞地軸旋轉一週的時間。在我們已知的各种运動中，地球自轉是最均匀的运動。通常認为地球自轉一週等於 24 小時。不过根据天文上的精密观測，实际上比这要快 3 分 56 秒，即地球自轉一

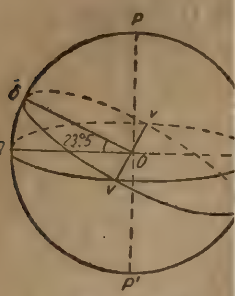


圖 8. 黃道:
QQ'—天赤道; PP'—極線(
δνδν- 黃道(指針表示太陽視
方向)。

圖中 Q、Q' 兩點位
達到这兩點。这称为牙
點，3 月 21 日達到的那

如果要对上列現象
圖所表現的，是当地球
的四个位置受太陽光照
是時時不同的，而地軸
以明顯看到在 12 月 22

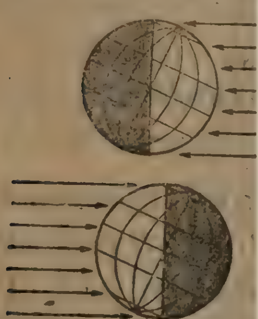


圖 10. 地球在 6 月 22
和 12 月 22 日的位置。

季是黑夜較長的時期。

如果我們要量度時
其他的時間間隔來比較

自古以來，人類就
繞地軸旋轉一週的時間。在我們已知的各种运動中，地球自轉是最均匀的运動。通常認为地球自轉一週等於 24 小時。不过根据天文上的精密观測，实际上比这要快 3 分 56 秒，卽地球自轉一

週僅需 23 小時 56 分 4 秒。这段時間称为恆星日。

太陽接連兩次經过（視运動）某經線相距的時間，換言之，卽兩正午間相距的時間，称为眞太陽日。但因为地球在軌道上运行速度一年中時時不同①，所以眞太陽日的長度是逐日变化的。12 月間的眞太陽日比 9 月的要長些。为了便於在日常生活中，在科学上和技術上計算時間，我們將眞太陽日換算为平均太陽時。所謂平均太陽時是这样來的：我們假想一个太陽，叫做“平均太陽”。平均太陽每完成一周期运動所需的時間与眞太陽相等，但是它全年以等速在軌道上运動。

平均太陽上某一想像點接連經过某經線平面兩次的時間間隔称为一平均太陽日，剛好等於 24 小時。平均太陽日又分为小時、分和秒；这些就是我們日常生活中所用的時間單位。至於恆星日則只在天文上才用到它。

§ 22. 地方時和标準時

在任何一条由南極到北極的經線上，其各點的時間是相同的；但是同一時刻在不同的經線上卻有不同的時間。因此每一条經線有它自己的地方時。例如当某一經線为正午 12 時，則在此經線以东的各經線上必已过 12 時，也就是逐漸接近於夜晚，而在此經線以西，則剛剛相反，不到 12 時，还是早晨。其所以如此，是因为地球自西向东旋轉。所以向东或向西距离愈大，其時差也愈大。經線每隔 15°，其時差为一小時，卽 360:24＝15°。

在目前技術發達的時代，我們用电報、無線电彼此联繫，用最快的交通工具互通往來。如果大家都用地方時的話，那就感到很不方便。为了免除这种不方便，通常採用所謂标準時。整个地球表面以 24 条經線分为 24 个标準時區，彼此相隔經度 15°。每一時區內的時間按正当中經線的時間來計算。兩相鄰時區居中經線的地方，時間相差一小時。这样的時區称为标準時區，而每一标準時區內通行的時間称为标準時。在每一标準時區內的居中經線距該區东西边緣原則上不能超过 7.5°，卽在每一标準時區內，任何一地方的地方時与标準時相差不应超过半小時。每一時區編一号數，自西向东起算，計由零區（格林威治區）至第 23 區（圖 11）。格林威治零度經線为零區的居中經線，卽这區的時間按格林威治的時間計算。苏联整个國土位於 11 个時區內，卽由第 2 區至第 12 區。莫斯科、列寧格勒和基輔位於第 2 時區內。自东經 172°30′ 至楚科特半島都屬於第 12 時區。有時为了方便起見，在臨近國界或其他政治區劃界線的地方，沒有嚴格地按照經線來劃分時區，而採用國界或省界來作为時區的界線。

按照國际会議拟定的時區所採用的時間，可称为國际标準時，以别於法定标準時。

§ 23. 法定時

在第一次世界大战以後，苏联和有些其他國家把标準時撥早了一小時，有時还要多。因为这

---

① 按照天文學上的定律，当地球接近近日點時，太陽的吸力使地球运行得快些。因此之故，地球在軌道上运動的速度依日地距离的远近而有不同，時時都在改变。

是按照政府法令撥動的，所以称为**法定時**。苏联將各時區的時間撥早是根据 1930 年 6 月 16 日人民委員会的法令实行的。到了 1931 年 2 月 9 日，又將这項法令的有效期限延長，一直到廢止为止。所以現在苏联的時間是法定時間。例如莫斯科並不是按第二時區時間計算，而是按第三時區的時間計算，称为莫斯科時間；这比所謂格林威治時間要早三小時。

其所以要实施法定時，是为了使居民可以更充分地利用早晨的日照時間。这样便可以節約电力，同時可以使电力的消耗在一日之內分配得更均匀些。

§ 24. 曆法

如果把太陽日当作時間的基本單位来量度很長的時期，則未免嫌太短促了一些。自古以来，各族人民的曆法中都以年为量度長時期的基本單位；这自然很易理解，因为一年中季節的变換几乎和晝夜更替一样地明顯，这在溫帶尤为顯著。但是以年为長時期的基本單位也有不方便的地方，因每年包括的天數不是整數。例如我們所知道的所謂回歸年为 365 天 5 時 48 分 46 秒。这样，我們如以回歸年来量度時間的話，除 365 天外，还剩有約 6 小時；那末从第二年起，每年便不是从元月 1 日 0 時開始，而幾乎要推遲 6 小時。这样过了幾年以後，一年便不復再从 1 日開始，而要从其他的日子開始。这会造成很大的不便。所以回歸年不能用为計算時間的單位。如用来作为計算時間的單位，則一年所包括的天數必須是整數。現在我們所採用的便是这样的年。为了便於与回歸年相區別，我們称之为**曆年**或**陽曆年**。陽曆年等於 365 天，比天文年或回歸年幾乎短 6 小時。这个差数逐年累積，每过 4 年便幾乎多出一整天，这样累積下去，会發生季節的变換与曆法不相符的情况。为了使季節經常保持相同的月份和日期，为了使日子計算合乎天文現象，我們不得不將陽曆年的長度時時加以变動。为了消除陽曆年每年剩餘的四分之一天，所以在四年当中，必須有一年多一天，为 366 天。这一年称为**閏年**。就是說在四年之中，第一、二、三年每年为 365，而第四年为 366 天。这种平均長度为 365 天又 6 小時的曆年称为**儒略曆年**。

§ 25. 舊曆和新曆

儒略曆是以古罗馬統治者儒略凱撒的名字来命名的，他在公元前46年頒佈了一种新的曆法，現在則把它叫做舊曆。儒略曆規定平年为 365 天，这样，每四年当中要多出一天。为了消除这种差額，規定每四年之中有一年的二月補入一天。如前所述，这一年称为閏年。現在凡用 4 除得尽的那一年都是閏年，如 1952，1956 等。

儒略曆年比回歸曆年長 11 分又 14 秒。虽則这差額不大，但終究会使各年的季節推遲。例如果曆到 128 年会差一天，累積到 384 年或大約 400 年就会差三天。这样經过若干百年以後，便会發生春季真正開始的日期(春分)不与曆法相合。为了消除这种差異，十六世紀後半葉罗馬教皇格里哥里十三世下令刪去 10 天。自此以後，格里哥里新曆乃代替了儒略曆。

由儒略曆改成新曆是这样進行的：

甲．將 1582 年 10 月 5 日認为是 10 月 15 日，以消除 1200 年中所累積的 10 天差數。这样 1583 年真正的春分为 3 月 21 日。

乙. 其次,为了避免以後再發生这种差额,決定每400年消去3天,卽消去儒略曆年和回歸年的差數。換言之,每400年中要删去3个閏年。有一个办法是凡逢每世紀最後的那一年都不算作閏年,如1700年、1800年、1900年、2000年等卽是。但是如果这样,則每四百年会删去四个閏年。因此規定:凡每世紀最後的年份如不能用400除尽則为平年,如能用400除尽,則仍保留为閏年。这样,1700、1800、1900因不能被400除尽,所以1700年、1800年、1900年为平年,而2000年,卽为20世紀第一年因可以被400除尽,所以仍然保留为閏年。

苏联自1918年2月1日開始实行新曆。那時新舊曆相差13天。为了自2月1日起消除这差额,政府宣佈把1918年2月1日作为2月14日。

§ 26. 地球和太陽系

地球是太陽系中的行星之一。太陽位於太陽系的中央;有九个大行星(地球是其中之一)和大約15,000小天體(卽小行星)环繞太陽旋轉。太陽系只是整个銀河系之中的一个很小的星系。銀河系卽天河,也就是橫亙我們所見的天穹的銀河。这个銀河系包含有幾十億个不同大小、不同光亮的恆星,其中有許多比我們的太陽大幾百万倍,有的則远較太陽为小。可是銀河系又只是整个宇宙之中一个非常渺小的部分。根据天文观測,所有銀河系裏的恆星都圍繞着某一个中心旋轉,这个中心位於人馬座。太陽除了單独地向武仙座运動以外,也和天河裏的其他恆星一样环繞着那个中心旋轉,其运動的速度是每秒275公里,每环繞一周需時224,000,000年。

§ 27. 太陽

太陽是一个恆星,和其他幾百万个恆星一样。这个巨大的星球,係由熾熱的气体所組成。太陽表面的温度高達6,000°,其內部的温度还要比其表面高出許多倍。既然太陽具有这麼高的温度,我們便不可能假設它的組成物質能以液体的狀态存在。卽使那兒的压力很大,也不可能有液体,因为据我們所知,大多數的固体当其温度为3,500°時便已化为气体了。所以目前已幾乎公認太陽是一个气体的东西。还在十八世紀,偉大的俄罗斯学者M. B. 罗蒙諾索夫对太陽的物理性質便已經有了近乎正確的理解,他認为太陽是一个火燒得熾熱的、气体的物体。

太陽的体積为地球的1,300,000倍;其直徑为地球的109倍,約等於1,400,000公里。不过太陽的質量僅为地球質量的332,000倍。因此,和地球比起來,太陽的組成物質的密度較小,其平均密度約为地球密度的四分之一:地球的平均密度为5.5,而太陽的密度为1.4。虽然如此,太陽的質量还是很大,为所有行星質量加起來的700倍。

關於太陽的中心部分,我們幾乎毫無所知。天文的观測只能看到太陽的發光表面,或稱光球。在这層表面上,我們看到許多不断运動和不断变化的太陽黑點①,其运動的方向總是由东向西。根据对太陽黑點移動的观測,我們確定太陽在环繞自己的軸旋轉,以25日为一週期。太陽黑點存在的期限長短不一:少則一、二天,多則一年或一年以上。黑點的數量在經常改变,而且具

① 譯註:或称太陽黑子。

有週期性，其平均週期据观测为 11.1 年。当黑點增多時，地球上磁暴便隨之加多，而在兩極則極光增加，可見極光和磁暴都和太陽黑點的現象有一定的關联。

在太陽表面还可以看到各种奇形怪狀的、火紅的凸起物，也就是揚起的火焰舌；这叫做日珥。日珥有時升到幾十万公里的高度。日珥的數量也和黑點一样地、週期地改变，其週期也是十一年。当黑點最多的時候，日珥也是比較多。太陽不但噴出火焰舌（日珥）；当日全食的時候，我們还可以看到它的周圍有一層較寬廣的、呈銀白色的外殼，这叫日冕。日冕包圍着太陽，好像微弱發光的暈圈，其外貌也週期地改变；这自然也和太陽表面上的黑點數量有關。

太陽是地球表面的巨大光源和熱源；沒有熱和光，地球上便不可能有生命。

§ 28. 行星

行星是呈球狀的巨大天体。初看起來，行星和明亮的恆星好像沒有區別。不过二者之間是有本質上的差異的。和太陽一样，恆星是巨大的、熾熱的气体火球，不过其他恆星和地球之間的距离比日地距离还要远得多；而行星則和地球一样，並不是熾熱的物体。行星远較恆星为小，而且本身不能發光。和地球、月亮一样，它們也受到太陽的照耀，因而行星之間还是可以互相看得見。我們通常說，行星藉反射太陽的光線而照耀。因为大家都有这样的照射，所以从火星上看到的地球应当和我們在地球上所看到的木星一样明亮。



圖 12. 太陽和各行星大小的对照。

就目前所知，太陽系中共有九个大行星。它們一方面都环繞太陽旋轉，另一方面也各各圍繞自己的軸自轉。还在古代，各行星便已經用古罗馬和古希臘的神來命名。各个行星的大小頗不一致（圖 12）。

九大行星之中有四个比地球小些，这些是水星、金星、火星和冥王星。另外的四个——木星、土星、天王星和海王星則拥有巨大的体積，比地球大好些倍。其中最大的是木星，其体積为地球的 1,300 倍；不过和太陽一比較，木星便是小巫見大巫，其体積僅及太陽的千分之一。

大多數行星都拥有环繞着它們旋轉的衛星。木星拥有 11 个衛星，土星有 9 个，天王星有 5 个，火星和海王星各有 2 个，地球只有一个，这便是月球。

名　　称	离太陽的平均距离（百万公里）	直　　径（千公里）	公轉一周所需的時間	自轉一周的時間	衛星的数目
太　陽	——	1,391.0	——	25 天	所有的行星
水　星	58	5.0	88 天	88 天	0
金　星	108	12.4	225 天	?	0
地　球	149	12.7	365 天	23 小時 56 分	1
火　星	228	6.8	1 年 322 天	24 小時 37 分	2
木　星	778	142.7	11 年 315 天	9 小時 50 分	11
土　星	1,425	119.2	29 年 167 天	10 小時 14 分	9
天王星	2,868	52.0	84 年 7 天	10 小時 40 分	5
海王星	4,494	50.0	164 年 280 天	15 小時 --	2
冥王星	5,897	10.0	249 年	?	?

除此之外，还有一羣不大的天体环繞着太陽旋轉，通常叫做小行星；它們沿着嚴格規定的軌道圍着太陽运動。此外，彗星也是太陽系的一个組成部分，彗星一名“扫帚星”；它有一个光亮的核，後面拖着一条長的、發光的尾巴。彗星有時突然出現於天空，但迅即消失於太空中。它們的体積常常很大，由固体微粒和气体所組成，其密度非常小，比空气还要小許多倍。彗星所运行的橢圓軌道拉得很長，因此每次要經过很長的時期才能旋轉到太陽附近。例如名叫哈雷的彗星每76年才出現一次。

§ 29. 月球——地球的衛星

地球环繞太陽运動時还帶着一个衛星，这便是离地球 380,000 公里远的月球。由於月球距地球比較近，所以我們从望远鏡中看月球可以看得很清楚。根据对月球的观測，我們知道月球本身並不發光，而为太陽所照耀，不过我們也可以看到从月球上所反射的太陽光。月球上沒有空气，沒有海、河和植物，因此也沒有生命。月球的表面有些像地球上的沙漠平原，此外还有許多寰形山；这些寰形山類似地球上的火山口。月球一方面隨地球繞日运行，每一年运行一週，同時又繞地球旋轉，每旋轉一週需時 27 $\frac{1}{3}$ 天。月球同時也繞着自己的軸运轉，其週期也是 27 $\frac{1}{3}$ 天。因此月球總是以同一面向着地球，而月球上也有晝夜更替，晝和夜各約佔 14 天。月球相对太陽旋轉由一个位置回到同一个位置所需的時間为 29.5 天，这便是兩个滿月之間所經的週期。从地球上看到的月球其形狀隨每月各天而有不同，例如先是圓形，然後月面漸虧，呈各种不同程度的鐮刀形以至於全然不見。其所以如此，是因为太陽只能够照到月球的一半，其另外一半是暗



圖 13.　月相。

的；而月球被我們所看到的一面常常有一部分是亮的，有一部分是暗的，也可能完全是亮的或完全是暗的；这样月球便呈現各种不同的月相(圖 13)。

当滿月的時候，被太陽所照耀的那一半月球整个兒朝着地球，因此月球的整个圓面都是亮的。反之，在新月的時候，月球走到了太陽和地球的中間，它以陰暗的一面向着地球，因此这時我們完全看不見月球。新月和滿月称为朔和望，而月球处於朔和望的中間位置時(卽当我們看見月球圓面的一半時)称为上弦和下弦。

§ 30. 日食和月食

日食只能發生於新月的時候，卽当月球經过太陽和地球的中間的時候。只有在这个時候，月球才可能將太陽遮住，而地面上的观測者才可能看到日食。不过我們絕不能因此說每逢新月便要發生日食。原因是这样的：黄道面和月球軌道面並不脗合，而係互相傾斜，其交角約等於 5°8′。这个交角虽然不大，但当月球經过日地之間時，也足以使月影在大多数情形下不与地球相遇。因此，只有当新月在黄道面与月球軌道面的一个交點附近發生時，才可能有日食。同理，也只有当月球在滿月時位於兩个軌道的一个交點附近時，才能發生月食。

§ 31. 宇宙的起源和結構

包圍我們的整个世界称为宇宙；地球本身也是宇宙的一部分。宇宙中万物均处在不斷运動、不斷發展和不斷变化中。任何东西都不能保持不变：当一种东西產生和發展時，另一东西正趨於衰亡，这样一种物質乃轉变为另一种存在形式。整个宇宙無論在空間或時間上均沒有止境。它經常存在，並將永远存在，但是宇宙中一切永远在变化和轉換。

要認識無止境的宇宙的眞正構造是不容易的。自遙远的時候起，人們就提出这样一些問題：地球、太陽、月亮和星辰是从哪裏来的？地球上的海、山、平原和河流是怎样形成的？原始時代的人們無法科学地去認識世界，自然不可能解決像地球、太陽、恆星、宇宙等的起源这样巨大而複雜的問題。他們關於宇宙起源和結構的概念不可避免地帶有宗教神話的性質。現在的情形便完全不同。

在拋棄了爲各種宗教教义所維護的舊的宇宙观念，承認了地球是宇宙中太陽系的一个行星之後，科学才算是前進了一大步，才能逐漸去証明宇宙是一个統一的整体。如果宇宙是統一的，那末整个宇宙中的自然規律应該是一致的。这样認識了地球上物体的屬性和自然規律以後，我們才有可能闡明宇宙中所發生的許多現象。

宇宙的構造和太陽系中行星的發生是宇宙論[①]上的基本問題。宇宙論是天文学中的一部門，其任务是闡明整个宇宙的形成和發展。

还在十八世紀，哲学家康德和数学家拉普拉斯便第一次企圖科学地闡明太陽系行星發生的原因。

---

① 宇宙論是關於宇宙形成的学說。

按照康德所發展的学說，整个宇宙最初是由最單純的原始的狀态(混沌)所構成。他把創造混沌的功績歸之於神，但是神的作用也只限於創造而已。往後他断言一切現象可能由物質"自身所賦予的本性"所產生，也就是藉助於物質自身所固有的机械运動和力的作用而產生。康德把自己的基本論點概括为："給我物質，我能用它創造出世界來"。

在康德的時代，他的宇宙假說还算是進步的。但从現在看來，这样的假說並沒有科学的意义，而只能歸入歷史的範圍。例如他的主要論點，即關於星雲旋轉的原因，便是毫無根据的，至於他的"造物主宰"更不消說了。

拉普拉斯的假說出現於 1796 年，比康德的假說遲四十年。二者的根本區別在於：拉普拉斯根据力学的定律推演出明白而中肯的結論，沒有康德假說中那一套幻想和神秘的东西。拉普拉斯假說不是像康德一样从混沌開始，而是从星雲開始，在星雲中已構成巨大中心核——太陽。拉普拉斯推断，从前的太陽远比現在太陽为大。那時太陽还不是恒星，而是一团具有很高溫度和作旋轉运動的星雲，即为一团熱的气狀雲塊。由於冷却，星雲開始凝縮。由於凝縮和体積的減少，原始太陽旋轉的速度增加，从而它的赤道上的离心力增大。由於离心力增大的結果，部分气体物質由旋轉的星雲(或太陽)不斷由赤道离去。离去的部分繼續环繞星雲核旋轉，由於它凝結以及由於微粒相互吸引，構成同心环，以後由此構成所有行星。行星繼續环繞中心實塊向同一方向旋轉。由於环繞它旋轉，它們的周圍也形成了环，这就是衛星的開端。按照康德和拉普拉斯的假說，我們的太陽系就是这样發生的。

在長時期內，这假說不但沒有引起怀疑，而且甚至当作了確定不移的科学成就。但是後來積累了許多与这假說很难符合的事实，因而提出了許多反对这假說的意見。

康德和拉普拉斯假說把太陽系演化的複雜性歸結为簡單的力学定律。不过这样的机械解說不可能闡明一系列的天文事实。例如各行星的衛星在运動方向上的差異（有的衛星自西向东环繞行星运動，而有的則剛好相反，自东向西运動），各行星的軌道平面一點也不重合，这些事实康德和拉普拉斯的假說就不能解釋。同時学者研究的結果也表明环的分离过程远比最初推想的複雜得多。要使环与中心核相分离，它旋轉的速度必須比現在大 124 倍。

自从許多反对康德和拉普拉斯的意見提出之後，接着便出現許多新的假說。

十九世紀中葉曾提出所謂"流星假說"。按照这个假說，所有的宇宙物体都是由流星体聚集而成。这是俄罗斯学者 Ю. В. 烏耳弗 (Вульф) 所拟的假說。

在二十世紀初年，秦斯的假說曾負有盛名。他的学說和康德拉普拉斯一样建築在机械論的基礎上。秦斯根据理論上的設想和計算作出下列結論：恒星如果沒有受局外力量的影响而独自發展，便不可能形成环繞它的行星。按照秦斯的意見，太陽系各行星不是由星雲环構成的，而是从太陽產生出來的。形成方式如下：某一比太陽大得多的恒星可能在太陽附近經过。經过的恒星对太陽表面的引力形成了巨大的潮汐波。兩个天体离得愈近，潮汐波愈益增大，而潮汐波最後轉变为紅焰狀的長形气流从太陽脫离。進而，由太陽拋出的紅焰般的气流便凝聚而形成行星。有一系列的問題，像某些行星的衛星向相反方向旋轉，秦斯假說也和康德拉普拉斯假說一样不能解釋。这个假說最大的缺點是：秦斯認为太陽系形成是十分稀有的偶然性。苏联学者 Н. Н. 帕里

依斯基（Парийский）已把秦斯的假說駁倒，他証明按照秦斯的圖式行星是完全不可能形成的。

1939年，苏联学者В.Г. 费森科夫（Фесенков）院士提出太陽系行星起源的新假說。費森科夫把行星的形成看作太陽本身內在活動的結果。費森科夫在他的假說中廣泛利用最近原子核物理学的成就。他發現恆星發展过程与所謂原子核反应有緊密的联繫，即与某些化学元素轉变成其他元素和放出核能有緊密的联繫。最初產生这些过程的只限於某些在進行原子核的分裂和轉化時需要較少温度的那些，也就是說，只可能發生於更遙远的時期，当太陽密度較小，太陽核的温度較現在低得多的時期。当这一類的元素消耗完以後，太陽应該開始收縮，同時溫度增高，其繞軸旋轉的速度也增大。由於旋轉速度很快，並由於离心力作用，太陽应該逐漸具有扁平形，向一个方向伸展。進而，伸展度可能增加，变成更長的突出部，突出部嗣後和基本質体相分离。由太陽分离出的物質開始环繞太陽沿着不大的軌道旋轉。由於太陽和分离物体相互吸引的力量引起的潮汐摩擦的結果，太陽旋轉的速度大大地減小，而分离出的物体环繞太陽旋轉的速度增大。於是分离的物体開始与太陽远离，它們的軌道範圍也更大，接近於現在的情况。往後，由太陽分离出的这些气体物質乃形成行星。按照費森科夫的假說，太陽系便是这样形成的。

1946年，苏联学者О.Ю. 施米特（Шмидт）公佈了太陽系的行星起源新假說，这个假說獲得了廣泛的声名。施米特不把行星的形成看作是隨恆星正常發展而來的內在过程的結果，而把它看作周圍环境对恆星發生作用的結果。

按照最近的材料，我們已經知道包括太陽在內的整个銀河系环繞其中心旋轉；这个中心位於人馬座的那一方。这正像太陽的行星环繞太陽旋轉一样。这个中心和我們之間的太空填滿了由灰塵和微粒子所組成的暗黑物質羣。

按照施米特假說，当太陽沿銀河运動時，要橫断銀河平面，穿过宇宙物質羣。由於太陽有吸引力，乃攫取並吸住这些物質的某部分，而这些被攫取和吸住的物質在太陽周圍形成流星团塊（рой метеоритов）。它們隨太陽而运動，並大約在一个平面上环繞太陽旋轉。在繼續运動中，較大的微粒吸引較小微粒，因此不断長大，最後形成行星。後來某一部分流星繼續降落到地球上，成为隕石。这一直到現在还是如此，不过以前降落的隕石要多得多。施米特假說在數学上有充分的根据。这假說到現在还在驗証和繼續探討中。

科学家还在不断地、愼重地研究行星和星系形成的各种途徑。根据苏联学者В.А. 阿姆巴楚米揚（Амбарцумян）在天文学領域中的發現，銀河中有許多恆星大約形成於一千万年以前。这个發現使我們有可能完全用新的看法來研究許多宇宙論上的問題，我們不妨認为已經接近於瞭解恆星形成的过程。明白了恆星形成过程以後，行星形成的問題無疑地会迎刃而解。

以上所述關於行星（包括地球）由太陽分离的过程的各种假說只提出了最一般的輪廓。这当然是因为關於行星形成过程的細節直到現在还不明白。但是我們堅信：宇宙中沒有任何不可以認識的东西。隨着天文学的發展，天体發生和發展的过程必定会完全被我們知道的。

§ 32. 地球的物理特性

当我們測定地球的形狀和大小時，每每要接觸到關於地球組成的問題。一个物体的形狀是

填充物質的微粒一定排列的結果，也是从外面以及从裏面作用於微粒的力的一定对比關係的結果。因而講到重力時我們已進入了地球物理学的範圍，因为重力是地球最重要的物理特性。

§ 33. 地球表面上的重力

从物理学上，大家知道迫使物体降落於地表的重力是用自由降落的物体的加速度（每秒公尺數）來測量的。根据直接測量，加速度在赤道最小，向兩極逐漸增加。而兩極的重力也比赤道的重力大。由此可見地表的重力決定於当地的緯度。地表的重力与当地緯度的依存關係可以从兩點來說明：1. 由於地球是橢圓形，極地半徑比赤道半徑短。所以極地的地表距地心比赤道的地表距地心近，也就是說極地地表距地球的重心比赤道地表距地球的重心为近。2. 由於地球旋轉所发生的离心力使重力的强度由兩极向赤道减少。

根据理論上的計算和实际的測量，我們業已製定地表各緯度的重力表。不过必須注意，虽說重力服从於万有引力的一般規律，但事实上地球上的重力分佈是很不規則的。通常我們看到有很大的偏差，这种偏差叫做重力異常。如果观測到的重力比正常的大，我們稱之为正異常，如果比正常的重力小，則称为負異常。

重力異常是由於地殼各部分密度不同和地球質量分配不同而引起的。

研究重力異常在科学上和实踐上都有很大的意义。例如在地質学中我們可利用重力異常來勘測各种有益礦物的分佈，以及判断隱藏在地殼深处的岩石層位的性質。

§ 34. 地球的密度

由於各种精密的知識日益發展，研究方法日臻完善，我們便有可能來研究地球的其他物理特性，如地球的密度、地球熱力狀况、地球的磁性以及其他屬性。

地球質量和同体積的蒸餾水当溫度为 4° 時的質量之比称为地球的平均密度。通常測定某种物体（例如岩塊）密度的方法是將它放在盛滿了水的容器中，並称一称所排出來的水的重量。例如所排出的水重 4 克，而岩塊在空气中的重量为 11 克，則岩塊的重量为其同体積的水的重量之 2.75 倍（11:4=2.75）；換言之，岩塊的密度（或比重）等於 2.75。但是这种測定密度的方法只能用來測定組成地球表面（地殼）的各种物質的密度，而不能用來測定整个地球的密度。所以我們必須採用另一种完全不同的方法來測定，即利用物体有相互吸引的特性。測定整个地球的密度可有兩种方法。第一种方法是比較一个重錘对整个地球的引力和它对附近某一座已知重量的山的引力，因为如果我們知道这一座山是由那些岩石所組成，我們便可以測量和計算这座山的重量。知道了地球对重錘的引力比山对重錘的引力强多少倍，就可以測定地球的重量与質量，同样也可以算出它的平均密度。不过用这种方法來測定地球密度比較困难，因为山的質量不容易確定。山的質量其所以不易確定，是由於組成这座山的各种岩石其密度各各不同。

第二种測定地球重力的方法是單純用实驗的方法，是利用一种很灵敏的儀器——扭秤來測定的。我們可以利用这种儀器來比較地球的引力和某已知重量的物体的引力，例如我們可以比較某个小鉛球对於大鉛球的引力及其对於地球的引力。經过这样的比較，便不难算出地球的重

量为鉛球的若干倍，从而就可以測定地球的平均密度。

上列兩个方法之中以第二种方法比較精確。現在地球的平均密度据測定为 5.52。至於組成地表的岩石，其平均密度只等於 2.75。这样，地球的內部应該有更重的物質，其密度应在 5.52 以上。地球中央部分物質的密度为什麼会很大呢？初看起來，我們可能認为这是受上層物質挤压的十分自然的結果，因为上層是吸向地心的。的確，这个巨大而强烈的压力会把位於地球內部的物体压得緊密些，不过物理实驗証明，固体在最强大的压力下也压縮得不多。地球內部質量的密度最可能为 9—11。只有金屬才会具有这样大的密度，任何其他物質都不可能有。因此我們可推断地球的內核是金屬。还可以推測这些金屬之中以鉄为主。

地核的狀态应該在很大程度上決定於地球的內熱。

§ 35. 地球的內熱和地熱增溫率

地球熱的情况可以分兩部分來談：1. 在地球外殼幾公尺厚或幾十公尺厚的上部，熱的狀态決定於太陽能的作用和全年熱的变化；2. 在地球內部，它的溫度決定於內部的熱，即由於地球本身內部是一个熱源，因而具有巨大熱能的儲積。

由於岩石的導熱性，太陽熱可傳入地球的內部；但是这种熱只能達到比較不大的深度。只有深度为 1—1.5 公尺的地方才有溫度的日变化。在中緯，即使在深度为 20—30 公尺的地方連溫度的年变化也沒有，即溫度年年保持不变。位於这样深度的溫度不变地層称为**常溫層**。这層的溫度約等於地表年平均溫度。常溫層所处的深度並不是到处一致：有的地方接近地表，有的地方深入岩層，这主要決定於岩石的導熱性和地表溫度年变化的大小。

常溫層是地球外部薄層和地球內部其他部分的分界。

根据对常溫層以下的地球溫度多次观測的結果，証明在常溫層之下，溫度隨深度而增加，每深 100 公尺溫度平均上升 3°。

在常溫層以下，溫度每上升 1° 所需下降的深度(公尺數)称为**地溫率**，这平均等於 33 公尺。而在常溫層以下每下降 100 公尺溫度上升的度數称为地熱增溫率。地熱增溫率平均为 3°。

地溫率的數值並非到处一样；在火山區域，它的數值比較小，在其他地方比較大。此外，地溫率也依岩石的導熱性而定。既然溫度隨深度而增加，我們可推測地球核心的溫度很高，可達到幾千度。火山的現象也能証明这个推断的正確性。不过地殼更深地帶的溫度究竟一直增加到怎样的深度，其增加的速度如何，这些直到現在还不清楚。

某些学者曾有一种推測。他們說：在達到某种深度以後，溫度便上升遲緩，甚至中止上升，要不然，到了 1,000 公里深度時溫度应已達到 30,000°。这样的假定是不可能的，因为如果有这样的情况，那麼整个地球会变为熾熱的蒸汽，不復会是行星，而是恆星。

苏联学者 A. E. 費尔斯曼院士推断地球在深 1,000—1,200 公里处的溫度等於 1,000—1,500°，而在地球中心可能不高於 2,000—5,000°。

大家知道，岩石本身中含有放射性元素鈾和釷。如果它們分裂時，便要放出熱。按照某些最新的科学观點，地球核心中所含的一切熱量都是放射性元素分裂的結果。

§ 36. 地磁

根据观测，地球具有磁性。地球的磁性在公元前很久的時候就已經知道，中國在古代便知道利用罗盤，而歐洲到十二世紀方才知道。在十六世紀以前，人們一直認为北極星具有对磁針的吸引力。这是很顯然的，因为磁針經常正確地指向北方。

对地表磁性現象的观察告訴我們地球有兩个明顯的磁極。一个磁極在北半球威尔斯太子島上（約北緯 73°，西經 100°），另一磁極在南半球的南極洲（南緯 75°6′，东經 154°8′）。

進行科学研究和决定磁性時常要利用磁針，此時我們要區分磁針偏角、磁針傾角以及磁性强度。

在垂直軸上旋轉的磁針指示水平面上的磁力方向。通常認为罗盤中磁針帶有磁性的一端轉向地球的北極，而其他一端指向南極。不过这並不完全是这样。因为磁極並不与地極完全脗合，通过磁極的磁子午線便不可能与地理子午線相符合，因而罗盤針所指的方向在大多數情形下並不与地理子午線符合，而是与它們構成一个角度，叫做磁針偏角。大家都知道，地表不同的地點的磁針偏角是不同的。

在地圖上联結地表磁針偏角相同各點之線称为等磁偏線。所有等磁偏線都經过磁極。零度等磁偏線（無偏線）就是磁針偏角等於零的線，这根線通过納尔瓦（Нарва）［在列寧格勒西南——譯者］附近，自北向南，稍微向东南傾斜。这条線分地球为兩部分。自零度等磁偏線向东至 180° 这个範圍內的磁針偏角叫做东磁針偏角或称为正偏角，以符号＋表之；自零度等磁偏線向西的磁針偏角称为西磁針偏角或負偏角，以符号－表之。

苏联整个領土的磁針偏角幾乎都是东磁針偏角；这在列寧格勒等於 2°，在莫斯科約等於 4°，而在苏联的东北達到 20°。

磁針偏角具有晝夜的变化、年变化，特别是具有長期的周期性变化。現在等磁偏線每年向西移動 5—6′。例如，零度等磁偏線在十九世紀末係經过列寧格勒，而現在却移到了列寧格勒以西，經过納尔瓦。

在水平軸旋轉的磁針指示垂直面上磁力的方向。磁針在地磁赤道上保持水平位置，如果由地磁赤道向北走，磁針的北端便逐漸向下傾斜，与水平面構成一个角度，等到到了磁極，磁針便垂直起來了；这种現象称为磁針傾角。測量磁針傾角是以度數計算，由水平方向往下到 90° 为止。和磁針偏角一样，地表各地的磁針傾角都不相同。在地磁赤道上（由於地磁赤道不与地理赤道脗合，所以地磁赤道有的地方位於地理赤道以南，有的地方位於以北），磁針傾角等於零，磁針傾角由此向磁極逐漸增加。

在地圖上联結磁針傾角相同各點之線称为地磁等傾線。在苏联境內磁針傾角在最南的边境为 55°，到北面達到 80°。和磁針偏角一样，磁針傾角也具有長期的变化和晝夜的变化。

除了磁針傾角和磁針偏角以外，我們也可測定地表每點的磁力强度或大小。磁力的大小是根据离開了平衡位置的磁針的擺動情形來測定的。如果磁針的長度不变，磁針擺動的速度愈大，則磁力的强度也愈大。由观測得知地表各點磁力的强度是不一致的，一般隨緯度而增加。联結

地圖上磁力强度相同各點之線称为地磁等强線。

磁針偏角、磁針傾角和磁力强度通称为地磁要素。虽然地磁通常沿地表作有規律的分佈，但有時也有和这种分佈不符合的現象，这叫做磁力異常。磁力異常的現象通常和地殼內部存在磁性岩石有關。例如，在庫尔斯克附近有幾处地方磁力異常非常之大，从而發現其中有一处蘊藏巨大的磁鉄礦。据观測磁力異常与地殼裂縫、断層、褶皺等的方向有联系。

有時沒有任何明顯的原因，磁針突然由平靜的狀态開始迅速擺動。類似这种現象称为磁暴或磁擾。

磁暴的原因直到現在还知道得不清楚。不过还在很古的時候業已發現磁暴以 11 年为一周期，这与太陽黑子以 11 年为一周期相符合。此外，在很早也已經知道磁暴与極光同時發生，顯然二者之間有緊密的联繫。

由於对地磁的观測，業已累積了大量的材料。我們可以將这些观測的結果繪在圖上來表示。各种等磁線圖通常只具有近似的性質，因为我們並沒有掌握地表上每一點的地磁要素資料，所以在繪製等磁線圖的時候我們往往要根据臨近各點的資料用理論計算的方法來加以補充。

此外，应該注意，所有磁性要素在不断地变化；因此，等磁線圖的有效期間只限於相当短的時間（幾年），过此以後便要失却其正確性。

和等磁偏線圖一样，磁子午線圖在地理学中也有很大的意义。把磁子午線繪在圖上並不是用計算的方法，而是用構成的方法。地球表面每點的磁子午線应該是一个大圈，这个大圈通过地理子午線時和它構成一个等於当地磁針偏角的角度，大圈也通过磁極。但是事实上磁子午線根本不是这样的大圈，而且並不是圓圈，而是更複雜的封閉曲線，只是接近圓形而已。这是因为地表的磁力强度分佈得不均匀。經过歐洲的磁子午線向西偏開，即偏向海洋。

磁赤道並不与地理赤道脗合，它在东半球偏向北緯 9°，在西半球偏向南緯 15°。繪出磁赤道即等於繪出地磁强度最小的線。北半球地磁等强線的分佈与一月等溫線相類似，这使我們有理由推断地磁的分佈和地表熱的現象有联系，因为地表熱的現象在某种程度內決定於海陸的分佈。

地磁偏角对於地質学、航海和航空等有巨大的实际意义。我們也繪製等磁偏線圖、地磁等傾線和地磁等强線圖。磁針的灵敏度可以用來尋找礦藏。顯然，研究地磁也能帮助我們了解岩石圈的性質和地球內部的結構，虽然我們同時也可利用其他的物理方法來達到同样的目的。

§ 37. 地球的內部狀态

關於地球的內部狀态我們知道得很少。許久以前，学者便推想地球內部充滿着熔化的半液体的物質，称为岩漿。其所以这样假定，是因为学者們曾以地球的原始熔熾狀态來說明地球扁平的事实。不过現在我們知道，即使地球最初是固体狀态，由於地球本身的大小及其旋轉的速度，地球也可能是扁平的。所以將地球熔熾的原始狀态作为它扁平的原因業已失却其可靠性。

現在關於地球內部的狀态还沒有充分可靠的概念，因为沒有累積足够的科学材料來解決这个問題。所以現在我們衹得滿足於一些假說。

所有關於地球內部狀态的最新假說，按照物体三态可以分为三類：气体說，液体說，固体說。

很多苏联学者都贊成地球具有固体核的假說。在这个假說所提出的証明中有一點最令人信服，即地球中心部分具有很大的比重和承受了很大的压力，因此必然为固体。此外，这个假說还提出了許多其他的証明，其中最主要的是地震波在地球內傳播的性質。

根据地球物理学中对地震波通过情況的研究，我們有理由相信地球是由好幾个同心層或同心圈所組成，它們一个套着另外一个。地震波由地表向地心通过時，其速度在1,200公里和2,900公里深度的地方改变得特別顯著。由此我們可認为地球有如下的組成（圖14）：

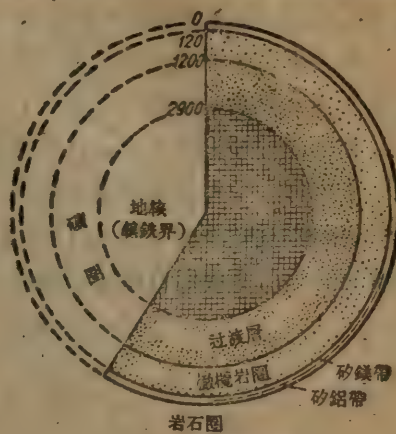


圖 14. 地球的結構

甲）由地表到1,200公里的深度为地球上部的外殼。地震波在这裏傳播時，它的速度隨深度而增加；这顯然不是由於物質組成的变化，而是由於密度的增加所致。

乙）从1,200公里的深度以下大約到2,900公里为过渡層。在这裏虽說压力增加，但地震波傳播却趨於緩慢。这顯然是由於物質組成發生了变化。

丙）自2,900公里的深度以下为地核。当地震波到地核边緣的部分，它的速度很明顯地減少得很厲害；这不是由於压力的增加，而是由於組成的变化。当地震波接近地核的中心時，波速又漸漸增加。在組成不变的情況下，这顯然是由於压力增加的結果。科学家曾經把地震波在地球中傳播的速度和它在有压力下的鉄中傳播的速度來比較，从而推断地核係由鎳和鉄所組成。由於地核承受了很大的压力，它应該处於無定形的狀态；它称为鎳鉄界(NiFe)。

關於由1,200至2,900公里深度的过渡層，其物質狀态还不清楚，大概是無定形玻璃狀，密度由5到9，溫度由1,500到2,000°。压力達1,500,000大气压。

地球的上層厚度達1,200公里，其中可分为幾帶。外帶由岩石所組成，其中以矽与鋁为主(Si+Al)，所以称之为矽鋁帶，这一層由地表擴及20公里的深度，为結晶的固体狀态，主要由酸性岩所組成，以花崗岩佔优势。在外帶之下为中帶(20到120公里)。組成这一帶的岩石以含矽鎂为主(Si+Mg)，所以称它为矽鎂帶。關於这一帶中物質的狀态还不清楚，可能是結晶的固体和潛塑性狀态，在有的地方轉变为熔化的液体狀态。它的組成成分为鉄鎂的矽酸鹽，最後，由120到1,200公里下帶，称为橄欖岩帶，其中的組成成分以矽、鎂、鉄佔多數。橄欖岩帶中的狀态也还不清楚，但是不妨推想它的上部顯然为熔化熾熱的液体，而下部为可塑狀与玻璃狀。

§ 38. 地球的基本外殼

行星以及恆星的結構具有一个一般的特點，即其物質組成成層狀分佈。这些成环狀的層次称为外殼或圈，各圈的密度和彈性各各不同。

地球自其中心的地核起同样也有幾个这样的环狀層。如果我們想像地把地球剖開的話，那麼会發現它是由一系列的外殼或圈所組成，这些外殼在層層叠置中具有一定的規律性。

地球上部的外殼由最輕的气体物質組成，通称为大气圈，其上面的界限不易精確確定。

在大气圈之下为地球的液体外殼，称为水圈，它並沒有把整个地球表面蓋住，不过它已佔了地球表面的5/8。

完整的固体外殼称为地殼或岩石圈。这是由固体岩石所組成，其厚度顯然各处不一。按照目前的測定，地殼的厚度变動於60到120公里之間。

至於岩圈之下的其他的殼則在上面已經討論过；固体金屬核佔有地球的中心部分，地殼与地球金屬核之間的範圍称为过渡帶。

我們还可分出第四圈，这就是地球的生物圈。

上列每一个外殼都有其特殊的生命，但同時每一外殼与其相臨外殼的生命有很緊密的联繫。最密切的相互联繫存在於大气圈、水圈、岩石圈和生物圈之間。从它們緊密的相互联繫中來研究这些圈的生活是普通自然地理的最主要任务。

第三章　岩石圈(地殼)

地球表面是外力和內力相互作用的結果

大家都知道,我們現在所看到的地表过去並不是这样子的,而且將來也不会始終如此的。大陸和海、山岳和平原、溪澗和河流,不管它們是怎样地小,都是有着長远的歷史的。它們現在的形态不但經过了逐漸的变化,也是由急剧的(飛躍式的)变化而成的,而且今後还要繼續不断地变化。地球上每过一天便有一天的改变:火山抛出熔岩、噴屑和石塊,地殼部分沿裂隙移動,產生地震,河流冲刷陸地,挾帶泥沙,把它們沉積在海底。同時,每天有許多其他的因素,一方面形成破坏作用,一方面又在建設着。許多变化進行得很遲緩,所以在短的時期中我們看不到这些变化,甚至还習慣於一种想法,以为地球的主要特徵始終是不变的。但是千百万年过去以後,不顯著的活動也逐漸造成了地球表面巨大的变化。

地球表面產生的一切現象有三种,卽組成地表的質体的形成、变化和破坏。

至於改变地球面貌的一切力量,則可分兩類:一類是地下力或者叫做內力,另一類是外力。

大家知道,除了地震和火山噴發以外,我們不可能对內力的表現作直接观察,这或是因为它們出現於离地表相当深的地方,或是因为表現得緩慢,所以不顯著。所以我們只能从岩石的層位条件和地形發育的歷史來確定它們。由於內力的表現,地球表面乃变为凹凸不平:一方面隆起了很高的山岳,一方面造成了凹下去的窪地。

外力在地球表面的表現是到处可見的。它們的活動与內力相对立,而最後是要使地球表面趨於平坦(夷平),卽引到同一的水平。这是因为有了外力的活動,地球表面隆起的部分便遭受破坏,而破坏所造成的冲積又把凹地填滿。

內力把一部分地球表面提高到海平面以上,因而推動了破坏的过程。当內力一發生作用時,外力作用也同時開始。这样,內外力的表現總是同時進行的,但是它們的强度却時時不同,而它們之間相互關係的性質也時時变化。因此,它們在不同的時期造成不同的產物。

地面的一切正地形和負地形都是由於內力与外力过程不断的相互作用所造成的,而在歷史發展的过程中它們又不断地相互轉移[見参考書 33]。

§ 39. 陸地的一般形态

地球表面最主要的不均匀是由水陸分佈所引起的。我們能否準確地確定水界和陸界所佔的空間,一方面要看我們是否对地球大小和地球表面有正確的了解,他方面也要看我們能否準確地根据地圖來測量。

据測定,陸地表面約佔 149,000,000 方公里。这个數字已日漸趨於準確,因为由於地理知識

和測量製圖知識的發展，我們所据以計算的製圖資料逐漸地趨於完善。

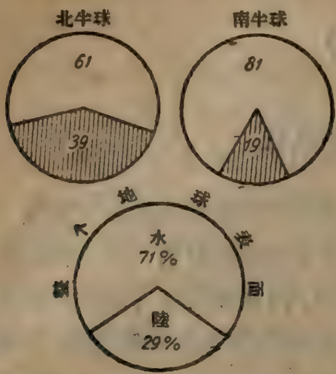


圖 15. 地球表面的水陸分佈。

整个地球表面約有 510,000,000 方公里；減去陸地面積以後，水的表面部分便为 361,000,000 方公里。从上引的數字，我們可以看到水界(佔 71%)和陸界(佔 29%)在地球所佔的面積大不相同。而且陸界和水界的面積在球面的分佈也很不均勻：北半球的陸地較南半球的大得多。前者佔北半球的 39%，後者佔南半球的 19%。这样的分佈对兩个半球的气候有很大的意义(圖 15)。

§ 40. 大陸地形和大洋盆地的主要特徵

地球的陸地可分为兩种：一是大的陸塊，一是四週有海圍繞着的小陸塊。前者叫作大陸或洲，後者叫做島或島嶼。

地球上有六塊大陸，其名称和面積列下：

1. 歐亞洲大陸(歐洲和亞洲)……………………50,700,000 方公里
2. 非洲大陸……………………29,200,000 方公里
3. 北美洲大陸……………………20,000,000 方公里
4. 南美洲大陸……………………17,600,000 方公里
5. 澳洲大陸……………………7,600,000 方公里
6. 南極洲大陸……………………14,000,000 方公里

六大洲的總面積为 139,100,000 方公里。全部島嶼的面積則为 9,900,000 方公里。

北半球的各大陸一直伸展至北方很远的地方：

歐亞洲大陸……………………至北緯 77°43′
北美洲大陸……………………至北緯 71°23′
歐洲大陸……………………至北緯 71°10′

南半球各大陸的南界止於溫帶：

南美洲大陸……………………至南緯 55°59′
非洲大陸……………………至南緯 34°51′
澳洲大陸……………………至南緯 39°10′

此外，又可將地球上的大陸分为五大洲：歐洲、亞洲、非洲、美洲和澳洲。

歐洲和亞洲間的分界線是假想的；它隨着歷史的变遷有所改变。最近二个地紀來多半以烏拉尔山及烏拉尔河和庫馬-馬涅齐斯克窪地为这兩洲的分界線。亞洲和非洲之間的分界線为巴布厄尔曼特海峽，紅海及苏伊士运河，而南北美洲則以巴拿馬运河为分界線。我們在劃分各洲的範圍時總是把各洲周圍的島嶼一併計算，这一點和劃分大陸不同；祇有太平洋中部和南部的島嶼不分屬各洲，而總称为大洋洲。

§ 41. 陸地地形

陸地地形的最主要要素可分为山地地塊(或山塊)、山脈、台地、高地和低地。

很高的(按高程計算)高地如果具有很顯著的山坡,而且呈線狀伸展便叫做山脈。常常沿着山脈有山頂高高聳起,各山頂之間形成低地,称为鞍地。假如山岳高地不呈線狀伸展,而在平面圖上具有不規則的形狀,便叫做山地地塊①。

台地是面積相当大的陸地部分,地表平緩或微有丘陵起伏,而高出海平面最少500公尺。

面積相当大的陸地部分如高出海平面200至500公尺,便叫做高地。例如,中部俄罗斯高地、伏尔加河沿岸高地等等。

地表的高度如不超过海平面200公尺便叫做低地。低地大多都是平緩或微有丘陵起伏的平原,例如:西西伯利亞平原、印度斯坦平原等。假如低地的地表低於海平面,它就叫做凹地或窪地,例如裏海沿岸凹地、中亞的柳克春凹地(Люкчунская впадина)② 等。

平原是面積寬廣的地表部分,一望平坦,或呈微弱的波狀起伏。平原相鄰地點在高度上彼此很少差別。大多數平原某向一方面傾斜。平原也可能同時是台地、高地,或是低地。

大陸地形最顯著的是山嶺,特別是青年期山嶺,即由最近的地質作用產生的山嶺,因而破坏最少,而且通常是比較高聳的。

地表上的山脈可以分为兩大高地帶:一帶叫做太平洋环;它圍繞着太平洋四周的海岸,自阿留申羣島開始,經过阿拉斯加南走,包括落机山、海岸山系、西也拉內華達山脈,穿經加利福尼亞半島、中美洲及安的列斯羣島跨到南美,形成高聳的安達斯山系。南美安達斯山並且繼續伸到南極大陸,叫做南極山。

其他一条青年的山帶係沿緯線伸長,並由西往东穿越歐亞洲。这条山帶可以分成兩个支脈:北支和南支。兩支其所以分開,是由於形成褶皺和逆掩断層的時候,北支的地殼体向北移動,而南支向南移動。

北支的山脈是:比利牛斯山脈、阿尔卑斯山脈、喀尔巴阡山脈、巴尔幹山脈、本都山脈(Понтийские горы)、高加索山脈、厄尔布尔士山、科別達格山、帕米尔、喜馬拉雅山系北部、雲南高原和印度支那半島山脈。

第二支向南走的山脈是北非的阿特拉斯山脈、亞平寧山脈、狄那立克山脈、希臘南部山脈和愛琴海諸島的山脈、托罗斯山脈③、伊朗南部山脈、兴都庫什山、喀喇崑崙山以及拥有世界最高峯珠穆朗瑪峯(8,884公尺)的喜馬拉雅山脈。該支再向南走便經过緬甸南部越海走向巽他羣島,从这裏再分为二支,一支經过伊里安往新西蘭,另外一支穿經菲律賓和中國东部而走向亞洲大陸的东北部。

有些高山如阿尔泰山、天山和其他的山脈因为在成因和地質史上与上列山脈不同,所以不歸入上述的山脈,但它們也是地球上的高山。

§ 42. 島嶼

大塊的陸地叫做大陸,小塊的叫做島嶼。这种分法自然不够嚴格,但是下列情况对於这种分

① 譯註:或称山塊。
② 譯註:在裏海东岸。
③ 譯註:在土耳其南部。

法是有帮助的，最小的大陸比最大的島在面積上差別是很大的：最小的大陸(澳大利亞)的面積是7,600,000 方公里，而最大的島(格陵蘭)是 2,158,000 方公里。

茲將次於格陵蘭的諸島按面積的大小依次列下：

伊里安	785,000 方公里
婆罗洲	734,000 方公里
馬達加斯加	591,000 方公里
巴芬島	522,000 方公里
苏門答臘	440,000 方公里
大不列顛	230,000 方公里

苏联最大的兩个島是新地島(82,600 方公里)和庫頁島(77,000 方公里)。

地球上島嶼的總面積達 9,900,000 方公里。

按照島嶼的生成可以把它們分为大陸島、火山島和珊瑚島。

§ 43. 大陸島

大陸島原是組成大陸的地區，但是後來因为海水浸沒了由於地殼內力过程的影响而分裂或沉降了的部分陸地，遂和大陸分开了。大陸島的基礎和水底的大陸基礎仍然是联在一起的，所以它們或是位於大陸淺灘上[①]，或是在大陸坡上[②]。

大陸島又可分为海岸島、淺海独立島和大陸斜坡島。

海岸島位於大陸海岸附近，与大陸在地形以及地質構造方面沒有什麼分別，通常好像是大陸海岸線的重複一样。沿岸許多不大的島嶼屬於这一類。

淺海独立島通常和大陸海岸線联系較少，它們孤立地或成羣地分佈在大陸淺灘，面積常常很大。例如法蘭士約瑟夫地，新地島，北地島，新西伯利亞羣島，胡蘭格尔島，庫頁島，大不列顛羣島及愛尔蘭等皆屬此類。

最後，大陸斜坡島是从海底升起的島，海底深度不超过 2,450 公尺。屬於这類的島有綠角羣島[③]，法尔俄羣島，錫蘭島，撒丁島，科西嘉島，台灣和許多其他的島。所有这些島照例有很陡峭的外坡走向深海。

§ 44. 火山島

火山島是由於大洋或海的底部有火山活動而產生的。它們与大陸並沒有絲毫共同的地方，而且在成因上完全与大陸無關。火山島的特徵是常常具有很大的高度，形狀很典型，看來很像火山形狀(圖 16)。所有大洋和各处緯度都有火山島的分佈。但它們在太平洋特別多；如千島羣島、阿留申羣島、琉球羣島、夏威夷羣島、大洋洲的許多島、加拉巴哥羣島、復活節島[④]等等。在大西

① 大陸淺灘是大陸地塊的水下部分，形成淺海底部(最大深度 200 公尺)。大陸淺灘好比山岳的山麓，它的上面是大陸地塊的水上部分——大陸和大陸島。

② 大陸坡是大陸地塊的水下部分的陡坡，由大陸淺灘达到相当深的地方，平均深度由 200 公尺到 2,450 公尺。大陸坡的傾斜角各处可能不同。它比大陸淺灘的傾斜角大得多，但是很少超过 12—14°。

③ 譯註：或譯佛得角羣島，近西非洲海岸。

④ 譯註：或譯伊斯特島。

洋有亞速尔羣島、馬德拉羣島、昇天島①、聖赫倫那島等。在印度洋有克罗兹島（Крозе）、凱尔格倫島等等。此外，地中海的利帕里羣島、班得雷利亞島(Пантеллерия)也是火山島。



圖 16. 阿拉依德火山島(千島羣島)。

§ 45. 珊瑚島

珊瑚島是由海生有机体構成的，卽由具有碳酸鈣骨骼的珊瑚水螅体所構成的。珊瑚只能生存於淨水，溫度不能低於 20°，而且水中必須含有大量的鹽分和足够的、飽和的氧气。由於珊瑚对溫度和光線要求較大，它們不能在深度超过 40—60 公尺的地方生存。

珊瑚島可以分为三种：岸礁，堡礁和环狀珊瑚島或环礁（卽潟湖島）。圖 17 是根据達尔文的假說來說明环礁的形成的；他的假說是把火山島下降的各階段联系海底的沉降來解釋。

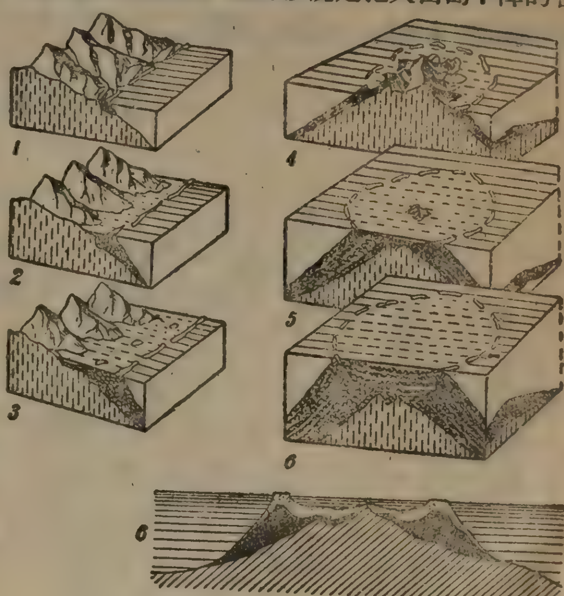


圖 17. 珊瑚海岸構成示意圖：
1.海岸開始下降；海岸懸崖基礎沉沒；边緣礁出現；2.堡礁開始形成；寬闊的港灣表示沉沒很深；3.堡礁和島已發育良好；4.为堡礁所环繞的島；5.將近成为环礁；6.环礁。

珊瑚礁產生的經过是这样的：最先沿着島岸有珊瑚構成体形成；它們緊接着海岸，成为岸礁(1)。

然後，当海岸稍稍下降後，海平面乃相对地升起(2、3及4)。此時珊瑚礁繼續生長，但生長得不平衡，卽外部比內部長得快些。因此岸礁漸漸离開了海岸，在海岸和珊瑚礁之間有一片海水。这种礁叫做堡礁。如果珊瑚礁係圍繞着島生長，則当島全部沉沒在海面以下時（5及6），珊瑚礁仍繼續生長，水面上便可以看到环狀的礁，裏面圍着一个平靜的潟湖。这种环狀的島叫做环礁。环礁靠大洋那一面的斜坡是非常陡的（可達 45°），靠潟湖的一面則傾斜平緩。關於环礁的形成，还有其他的学說。环礁的环很少是規則的圓形，也不一定都是封閉的。如果环礁的环有了裂口，裂口处便成为海峽；潟湖很平靜，便於航輪停泊，也可以利用作水上飛机很妙的天然機

① 譯註：或譯亞森森島。

場。环礁的大小並不一致：直徑由 2 公里到 30 公里不等，有的甚至達 90 公里。瀉湖中大部分地區的深度不超过 100 公尺。环繞瀉湖的环的平均寬度通常不超过 0.5 公里。

珊瑚島在太平洋發育得最多，但是大西洋和印度洋北緯 28° 及南緯 28° 之間的炎熱气候地區也有珊瑚島。

§ 46. 半島

半島是陸地本身的一部分，伸入海上或湖中。从其起源來看，我們可以把半島分为兩种：延伸半島（отчленившиеся полуострова）和陸連半島（причленившиеся полуострова）。

第一類半島在地質構造上是大陸的直接延續，第二類半島在地質構造上和大陸沒有什麼共同的地方，而是独立的陸地殘遺，以不同的原因和大陸相連接，連接的地方是由河流或海的沉積所形成的地峽。

延伸半島的例子是：亞平寧半島、巴尔幹半島、小亞細亞半島、印度支那半島、朝鮮半島、楚科特半島以及其他的半島。屬於陸連半島類的有克里木半島、山东半島、印度斯坦半島、伯罗奔尼撒半島等。

事实上，要判断一个半島究竟屬於那一類並不一定很容易。如要準確地解決这項問題，必須精密地研究半島的外形和地質構造。

§ 47. 水陸的分佈



圖 18. 水陸按緯度的分佈。

地球上的陸地分成許多独立的、彼此不相連的大陸和島嶼。但水表面則不同，它从四面八方环繞着大陸和島嶼，形成一个完整的世界海洋。

地球表面上水陸的分佈極不均勻。这不但在南北半球之間是如此，从地球所有的其他断面來看也是如此。因为地球的固体表面和液体表面的物理特性不同，因此地球上水陸的分佈也影响了自然地理条件，这特别是对气候有影响。气象学家很重視水陸分佈不均勻的現象；他們最先注意到海陸在不同緯度上的百分比。由此可見水陸分佈不均勻对大气現象影响之大。圖 18. 是根據最新和最準確的水陸分佈資料繪成的。从圖中可以看出，在北半球緯度 65° 左右大陸得到了最大的發展。也正是在这緯度上溫度的差異最大，气候变化也最烈。

§ 48. 世界海洋的地區劃分

無論就構造，就地形，或就景观來說，陸地非常富於多样性，处处不同。和陸地一比，各处海洋的主要特徵便顯得很一致。世界海洋是統一的、整个的；我們現在把它分为幾个部分，係按照高於海洋水面的大陸來確定，也就是按照陸地的分佈來把世界海洋分成幾个地區。世界海洋的分區不僅可按照外形來劃分，而且也可按照自然地理的特性來劃分。它們劃分的主要标誌如下：洋流的独立系統、潮汐的独立系統、鹽分和溫度在大洋表面的分佈、鹽分和溫度的垂直分佈等。

按照这些标誌，目前我們把世界大洋分为四海洋：太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。

§ 49. 太平洋

太平洋是所有大洋中最大的洋。它的西面以亞洲和澳洲的海岸为界，南面臨南極洲海岸，东西以南美洲和北美洲的海岸为界。它和大西洋的海上分界線位於南美洲和南極洲之間，沿着水底脊地由合恩角(在火地島，南緯 56°00′，西經 67°30′)向格蘭姆地(在南極洲，西經 63°30′)伸展。在这条界線上有下列諸島：南乔治亞島、南散得維齒羣島、南奧克尼羣島、南設得蘭羣島和南極羣島。

太平洋和印度洋之間的分界線是假想的。分界線是由澳洲往南極洲的水底高地線，由塔斯馬尼亞的南端開始，經过密尔淺灘(банка Милл，南緯 47°30′ 和东經 148°30′)往馬克圭里島(Остров Маккуорп，南緯 54°45′ 和东經 159°07′)，然後沿水底山脈經过 1,379 公尺淺灘(南緯 56°30′ 和东經 158°15′)、1,738 公尺淺灘(南緯 60°30′ 和东經 154°)及 991 公尺淺灘(南緯 61° 和东經 158°20′)、斯科特島(О. Скотт)、2,740 公尺深度註記(南緯 65°30′ 和西經 178°)、斯科特淺灘(南緯 68° 和东經 180°)、巴勒尼羣島(南緯 65°50′，东經 164°00′)，到南極洲海岸的威廉士角(南緯 70° 和东經 163°)。在塔斯馬尼亞島和澳洲中間的分界線是由巴士海峽的东部边緣穿經霍干島、肯特島和費尔諾島(Ферно 或 Фюрно)。

太平洋在北部和其他的大洋盆地隔得最远。在这裏它僅藉狹窄而水淺的白令海峽和北冰洋相通，二者的分界線为海峽以北的水底脊地。該脊地位於心石角(Сердце-Камень)(亞洲)和薩雷切夫島(о. Сарычев)之間，後者位於西施什馬烈夫灣(北美洲)的入口处。

太平洋的範圍是：北至北緯 67°03′，南訖南緯 78°50′，西抵西經 26°26′，东到东經 99°02′。太平洋佔面積約 176,679,000 方公里；它不僅是最大的大洋，而且無論从最大深度和平均深度來看，也是最深的大洋。

如果把太平洋面積湊成整數來看，則为 180,000,000 方公里，約佔整个世界海洋表面的 50%，亦卽佔整个地球表面的 30%。太平洋最深处達 10,789 公尺(菲律賓羣島的棉蘭荖以东)，是全球上最大的深度。这个大洋的平均深度約 4,300 公尺，而且有半數深度在 5,000 公尺以上。在水深測量圖上，太平洋各等深線之間的面積大致作如下分佈：

深度(以公尺計)	所佔面積(%)
0—2,000	10.5
2,000—4,000	17.8
4,000—6,000	65.0
6,000—8,000	6.4
8,000 以上	0.3

太平洋的最寬处在赤道帶。赤道的 360° 中有 150° 位於太平洋上。

§ 50. 大西洋

大西洋位於非洲、歐洲、北美洲和南美洲及南極洲之間，弯曲很大，好像 S 形，向南部擴大，而向北部縮小。

大西洋与印度洋的分界線为位於非洲和南極洲中間的水底高地，由非洲的东南海岸（在南緯 25°）延伸到克罗兹島（南緯 46°25′，东經 51°30′），凱尔格倫島（南緯 49°25′，东經 69°30′），至 640 公尺淺灘（南緯 59°，东經 77°），到拉尔斯-克里斯天森地（Земля Ларса-Кристенсена）（南極洲的布約尔克角[M. Бьёрке-Хедленд]，位於南緯 68°，东經 69°）。

大西洋与北冰洋在北美和歐洲間的海上分界線大致是：沿布剔亞半島和下列各島間的海峽：索墨尔塞特-奥特里（Сомерсет-Отрик，北緯 72°30′，东經 95°30′），威尔士太子島—拉塞耳島（Рассел）—劳特尔島（Лаутер）—巴巧耳斯特島（Батёрст）—科恩華尔兹（Корнуолз）島—漢密尔頓島（Хамилтон）—敦達斯（Дандас）—德溫（Девон）—肯特島（Кент）—厄尔兹米尔島（Земля Эльсмира）—格陵蘭（北緯 82° 左近）；然後沿格陵蘭与斯干的那維亞半島間的海峽，沿丹麥海峽的南界由格陵蘭海岸（北緯 65°37′，西經 37°35′）的安格馬格薩里克島（о. Ангмагсалик）往斯托耳比也尔格角（мыс Стольбьерг）（在冰島），最後沿法尔俄羣島及設得蘭羣島一帶的水底山脈走向斯干的那維亞半島海岸（北緯 59°18′，东經 4°55′）的烏特西烈島（о. Утсире）。

大西洋的面積有 93,363,000 方公里，大約比太平洋小一半。平均深度約 3,900 公尺，最深处在波多黎各凹地（中美波多黎各島以北 140 公里处），深達 9,218 公尺。

大西洋洋底地形的特徵为具有一条長形的脊地从北向南伸展，由北極圈到南緯 58°。这个洋底山脊把大西洋分为兩个長形的盆地，二者深度達 6,000 公尺和 6,000 公尺以上。脊地的深度在北半球为 3,000—3,500 公尺，在南半球为 2,000—2,500 公尺。亞速尔羣島，昇天島和特里斯坦達古尼亞島（Тристан да Кунья）都位於这条脊地之上。兩个長形的盆地各有不同的名称：东边的叫做歐非盆地，西边的沿南、北美洲海岸弯曲，叫做美洲盆地。美洲盆地較深，其中有最深的个别深溝深度近 6,000 公尺。

大西洋中还有一条横断水底石灘，其深度不超过 600 公尺；这其实是一条連接歐美兩洲的水底高地，自巴芬島沿岸經台維斯海峽向格陵蘭伸延，然後由格陵蘭經丹麥海峽往冰島，最後由冰島經法尔俄羣島往苏格蘭。这条石灘通称为魏維耳·湯姆孫石灘（порог Уайвиля Томсона）；它把北冰洋与大西洋分而为二。

大西洋的北部有边緣海和許多海灣，使海岸線蜿蜒曲折，但南半球的大洋沿岸既沒有分割，也沒有边緣海。北半球大陸淺灘最为發展；即使大洋平面改变不大，它的輪廓也可能有巨大的改变。

在水深測量圖上，大西洋各等深線之間的面積大致如下：

深度（以公尺計）	所佔面積（%）
0—2,000	27.2
2,000—4,000	18.2
4,000—6,000	47.3
6,000—8,000	6.9
8,000 以上	0.4

§ 51. 印度洋

印度洋主要在南半球，分佈於非、亞、澳三洲和南極洲之間；这一點和大西洋与太平洋都不同。它与太平洋在澳洲和南極洲之間的海上分界線以及和大西洋在非洲和南極洲之間的分界線已見上述。

印度洋北部封閉而南部開敞，類似小規模的太平洋。印度洋在三方面为巨大的大陸地塊所包圍，而且大部地區位於熱帶。由於地理位置特殊，它与通常的大洋环流情况有很大的不同。由海陸之間溫度相互作用而引起的季風，四季不断地改变着印度洋北部的洋流方向。大陸直接影响地表水圈的情况到这种程度是絕無僅有的。

印度洋佔面積 74,917,000 方公里，洋底深度幾乎有一半在 4,500 至 5,000 公尺之間。

關於印度洋洋底地形的特徵可以分东西兩部分來說。如果我們把凱尔格倫島和印度斯坦联成一条分界線，則西部的深度为 4,000—5,000 公尺，东部則有 6,000 公尺以上的深度。印度洋最大的深度位於大巽他羣島的西南边緣，距爪哇海岸外 250 公里，約在南緯 10°，西經 108° 处。据測定，該处深度達 7,450 公尺。

在水深測量圖上，印度洋各等深線之間的面積大致如下：

深度(以公尺計)	所佔面積(%)
0—2,000	10.8
2,000—4,000	24.4
4,000—6,000	58.7
6,000 以上	6.1

§ 52. 北冰洋

北冰洋佔面積 13,000,000 方公里。北冰洋全部分佈在北半球的北極地區，与歐洲、亞洲及北美洲的北部海岸交界。

北冰洋的中部有深的盆地(深度在 3,000 公尺以上)。当“弗拉姆”号(Фрам)① 飄流的時候，測得該处深度从 3,000 至 3,850 公尺不等。П. 施尔碩夫(Ширшов)發現北極附近的深度達 4,290 公尺。当“塞多夫”号(Седов)飄流時，測定的深度超过 4,000 公尺，甚至達到 5,180 公尺②。

第二个盆地在格陵蘭和挪威海之間；它与中央盆地的分界線为格陵蘭和斯匹次培根中間的收縮处，其範圍較中央盆地为小。它由二个沿經線伸展的窪地所組成，深度達 3,630 及 3,667 公尺。廣闊的歐亞和北美大陸淺灘包圍着大洋中央的極地深水部分，好像用一条寬的帶子圍着。其中最寬廣的地方为歐亞大陸淺灘，其上位有巴倫支海和喀拉海。这裏地形複雜，分割得很厲害，有盆地、水底石灘、淺灘和溺谷在此交互更替。拉普底夫海、东西伯利亞海和楚科特海也分佈在寬廣的大陸淺灘上，这个大陸淺灘由东部西伯利亞的北岸向大洋伸展了 600—800 公里。与上述相反，这些海的海底地形倒是平坦而一律，深度不大，通常平均不超过 50—150 公尺。美洲大陸方面的沿岸灘較狹窄，特别在阿拉斯加以北。东部在加拿大部分，大陸淺灘上滿佈大小島嶼，海峽縱橫密佈，有如迷宮。

① 譯註：北極探險船的名稱。
② 这个深度尚未達到洋底。

§ 53. 海及其區分

大洋和大陸之間的分界線叫做海岸線，海岸線通常有不同程度的曲折和不規則。海是多多少少被隔開的大洋边緣地區，各个海具有不同的情况(即在洋流、鹽分和溫度等方面各有不同)。这些區域虽然和大洋有很大的差別，但仍舊是大洋的一部分。还有一些隔開得較少的地區，其情况和洋或海相似，而且仍舊是海或洋的一部分，这叫做海灣。不过事实上这样的定义並不嚴格：有時大的湖泊誤称为海(如裏海、鹹海、死海)，而有些海又被称为海灣，如赫德孫灣①等等。

海依其成因、位置、形态以及按其与大洋相隔的程度可分为三种：內陸海、陸中海和边緣海。我們時時把前兩种海合为一類，叫做"地中海"，虽然陸中海的深度比內陸海的深度大得多。

內陸海全部位於一个大陸範圍之內，正如它的名称所表示的一样。它們深入大陸，以一个或若干狹窄的海灣和大洋相通，其特點是深度不大。例如白海、波罗的海、赫德孫灣等即是。陸中海和內陸海的情况要受到周圍陸地的强烈影响，內陸海尤为如此。例如为乾燥气候地區所圍繞的海具有較高的鹽分(地中海为 38—39‰，紅海为 41‰)；反之，具有大量河水逕流的海其鹽分較低(黑海約 17—18‰，亞速海为 10—12‰)。海与大洋隔開的程度愈大，海的情况和海的生活愈为独特。在这方面，边緣海和大洋的差異比較小。

陸中海位於幾个大陸的中間，深入陸地，通常深度較大，以一个或幾个比較狹窄的海灣和大洋相通。屬於这類的海僅有四个：地中海及其各个分支，包括黑海和亞速海在內，位於歐洲、非洲和亞洲之間；紅海—在亞洲及非洲之間；"澳大利亞-亞洲海"(爪哇海、西里伯海、班達海等)，散佈有馬來羣島的島嶼；最後是加勒比海和墨西哥灣，構成了美洲的地中海。

顧名思义，边緣海是位於大陸或大島边緣的海，以成列的島嶼或有時以半島与大洋分隔。边緣海和大洋比較暢通，因而按其自然条件來說並不成为独立的海。典型的边緣海是：巴倫支海、拉普底夫海、东西伯利亞海、楚科特海、白令海、鄂霍次克海、日本海等。

§ 54. 海平面及其变動

水平面是一个表面，其上每一點和影响該表面位置的当地一切力量的合力方向成垂直；所謂影响該表面位置的当地一切力量即指地球引力以及地球繞地軸旋轉所發生的离心力。

大洋与海的水平面完全滿足这要求。最近的調查証明，大洋水平面与橢球体的差異並不大，不超过 100 公尺左右，这与地球半徑(約 6,370,000 公尺)相比較是微不足道的。在水準測量工作中我們以大洋水平面为基準點，当作測量高度和深度的"零點"，或称为"海平面"。在繪製地形圖時，一切高度和深度註記都从海平面起算。

海的平均水平面通常憑經驗確定，其方法是在同一地方保可能作一系列的、連續不斷的观測。

在苏联，所有高程計算都是以喀琅施塔得的水标尺零點为基準點，苏联在那裏進行不斷的观測已有一百多年了。

① 譯註：在北美洲。

人們从前認为各个海的平均海平面具有很大的差别。例如在苏伊士运河開鑿之前，人們認为地中海的水平面和紅海有很大的不同。開鑿了运河之後，才知道这兩个海的水平面实际上是相同的。各次測量所採用的零點即使不是完全脗合，也可以認为是接近同一水平面，而实际上每一个平均零點水平面都具有假想的意义。实际的大洋水平面与大地測量工作者所計算的理論水平面是有偏差的，因为有一系列的現象如拍岸浪、波浪、洋流、潮汐等（这些現象都是可以直接观測和測量出來的）在經常使海平面發生变動(見 § 160—165——譯者)。

世界海洋洋底地形

§ 55. 深度的測量

为了得到水底地形的精確概念，必須進行巨大的測量工作。在深度不大的淺海中進行測量時是用普通的測深錘。測深錘是一条長繩，繩端繫着重錘。不过用这种測深錘測量較大的深度是不可能的，因为当深度很大時，重錘与海底接觸的時刻便很难確定。早在十六世紀初年，麦哲倫便打算測量太平洋的深度，但是直到十九世紀的头二十五年为止，所有对深海進行測量的試驗都失敗了。

第一个測量深海的儀器是彼得大帝發明的，後來所謂布魯克測深錘便是根据彼得大帝的想法製成的。这个測深錘是由一个金屬管和重錘構成的，当測深錘与海底接觸時，重錘便要脱落(圖 19)。金屬管失掉了重錘（这是一个穿了孔的鉄球），管內充滿了海底土样，这样便可以比較容易地拉上到水面。後來在進行測量時布魯克測深錘的原始構造逐漸得到改善。繩代之以細絃，鉄球代之以若干个薄的生鉄法碼，这样便可以根据深度來加重測深錘。此外，为了得到較多的土样，金屬管也加長了。从十九世紀起，在進行測量時開始使用所謂**測深計**。用測深計來測量海洋的深度不但很方便，而且比較正確。測深計的構造是这样的：纏着鋼絃的軸在測量的進行当中放出鋼絃時受到制動，制動力按照鋼絃落入水中的長度而增加。既然軸的轉動只是由於重錘的重量，因此，当測深錘達到海底時，軸便停止轉動，而計算軸的旋轉次數的計量器便指出所達到的深度。鋼絃的末端，在略微比測深錘高些的地方，繫着兩个溫度計，以便測量底層水溫；另外繫有一个水样採取器，以便取得底層的水样。这样一來，用金屬絲測深計測量深度可以立即算出深度，並同時从錘管中得到土样、底層水溫和底層水样。不过使用測深計需要相当久的時間，並需要比較平靜的天气。



圖 19. 布魯克測深錘。

最近三十年來，任何一种声学儀器都得到廣泛的应用，測量深度時我們也应用这類儀器。藉以測量深度的声学儀器叫做**回声測深儀**，或者叫做声音測深錘。用回声測深儀測量深度的方法是根据声音在水中傳播和反射的定律。声音在水中傳播比在空气中快得多。声音在水中傳播的

速度大約等於每秒 1,500 公尺。水面上一旦發生巨大的声响，其声波幾乎以同样的速度向四面傳播。声波達到海底時，由海底反射，並以同样的速度回到水面。声音發出与声音回到水面所經時間的一半，便是声波由水面傳到海底所經的時間。如果音速为已知數，那末便容易求得深度。

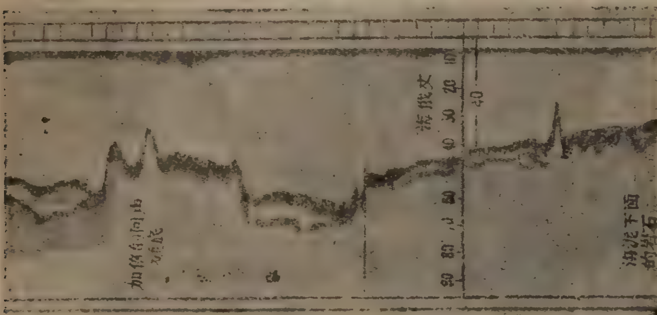


圖 20. 回声測深儀的曲線。

用这种測量深度的方法只需要很少的時間，因此船隻的运動幾乎不影响測量結果的準確性。回声測深儀的优點在於：測量工作可以經常進行，不以天气的情况为蓴移。不过这种測深儀既不能得到海底的土样，也不能得到底層的水样和水溫。

最近人們不利用普通的声音，而利用超声波。这些超声波要用特殊的儀器來發送和接收，同時这种儀器可以自動地在感光紙上沿着船隻進行的道路画出詳細的海底剖面(圖 20)。

§ 56. 等深線圖

深度測量的結果可以画在地圖上。在地圖上描繪海洋底部地形和深度時，我們把深度相同的地方用線联結起來，这叫做**等深線**。第一次利用等深線是在 1697 年。为了使深度相同的等深線之間之等級更为清晰，可以在地圖上塗繪各种深淺不同的藍色，深度越大，色度越濃。为了描繪洋底的基本地形，我們按下列深度繪製等深線：200 公尺，这是大陸淺灘(陸棚)的界限；2,000 和4,000 公尺，这兩者之間是大陸基；6,000 公尺，这以上为海溝。在較詳細的洋底地形圖上，必須繪出更多的等深線，因此便需要大量的測量。在大多數的航海圖上，只有深度數字的标記。最近的地圖中除了數字的标記外，还有等深線。由於地圖的比例尺不同，等深線之間的間隔也不同。在大比例尺的地圖上，沿岸區的等深線之間的間隔为 1—2 公尺，离沿岸稍远的地方增加到 5 公尺，在大海中为 25、50、100、200、甚至 300 公尺。如果具备充分的測深資料，各等深線之間的間隔有時在远海區也可以縮小到 50 公尺。

§ 57. 海底地形的基本特徵

古代的人們曾以为洋底地形与大陸地形沒有多大的區別，並且認为海底也像陸地上一样，有山嶺和谷地。後來海洋探險隊造成一种印象，即洋底地形不太複雜，地表比較平坦，傾斜度比較小。最近藉回声測深儀屢次測量所得到的材料使我們不得不承認：洋底地形比人們想像的複雜得多。也像陸地上一样，海底也有隆起地和凹地。無疑地，这些隆起地和凹地与地殼的地質構造有關。

然而無論洋底地形如何複雜，它畢竟比陸地簡單些，單調些。洋底地形也像陸地地形一样，是地球同一种內力地質作用所形成的，即由於洋底的隆起和沉降、褶皺作用、斷層、地震、火山活

動的結果而形成的。然而海底地形应当是不太複雜的，因为海底地形的形成並沒有外部的气象作用力的参与，即沒有太陽熱、風、雨、冰、河流等的参与；这些因素的相互作用便是陸地地形多样性和複雜性的原因。再進一步看，我們还会發現洋底區是有机物和礦物微粒的堆積區，那裏一切凹处都充满了冲積物，因而便成为平地。如果洋底有不平处，那便是地球內力过程作用的結果，或者是在陸地上形成的地形後來又下降到洋底的殘餘。这种不平坦的地形計有：淹沒的階地、丘陵起伏的冰川地形和海底谷地。例如北海的南部便是不久以前陸地下降的結果。想必这个海在冰川時期後便馬上是剛从冰下解脫出來的陸地。北海南部的海底不平，那裏有許多淺灘和長的凹地。这些可能是萊茵河河谷以及由易北河到些耳德河之間的歐洲許多河谷被海淹沒的結果；顯然，後兩条河流之間的河流以前乃是萊茵河的支流。大不列顛羣島以前与歐洲大陸是連在一起的，这便是为什麼多維尔海峽的水很淺的原因。白海盆地在慕曼斯克沿岸和新地島附近也很淺。必須認为这些盆地是由地質構造所產生的。它們是向斜或地塹(見§66——譯者)。不論海洋如何深，海洋底部巨大面積的總面貌却是凸起的。因此，大洋不是盆地，而只是地球表面的凹陷部分。

等深線圖上充分地表現了洋底地形的基本特徵；根据这些特徵可以把洋底分为以下各部分：海岸帶、大陸淺灘、大陸坡、洋床和海溝。

海岸帶就是沿岸地帶，是海最淺的部分。它在水面下降時便成为陸地，在水面上升時便重新淹沒；海岸帶包括海浪所侵襲的海灘和漲潮時为水淹沒的潮浸地帶。

大陸淺灘，即陸棚。这是大陸的沿岸在水下的延續部分；这裏水很淺(0—200公尺)。通常这种淺灘向外海方面傾斜徵緩。大陸坡是大陸水下部分的洋底區，向洋一面傾斜，其傾角为7°—13°(很少比这还陡的)，深200—2,450公尺。深2,450—6,000公尺的地區是洋床(远洋區)。这是世界海洋最廣闊的地區，它佔有全部水面的77%。

最後是海溝，或海淵，其所佔海洋的面積不大(3%)，深達6,000公尺以上。

地球上最深的海溝計有：

1) 菲律賓海溝，位於太平洋菲律賓羣島以东(10,789公尺，在棉蘭老附近)。

2) 日本海溝，位於太平洋日本羣島附近(10,553公尺，由烏島[三子島]—o. Панафидин—向东)。

3) 馬里亞納海溝，位於太平洋中馬里亞納羣島附近(9,813公尺，由關島向东南)。

4) 克馬得克海溝，位於克馬得克羣島(o. Кермадек)以东(9,427公尺)。

在洋底地形上我們可以看到構造上的某种統一性。除北冰洋外，一切大洋的中央區都隆起。而海溝大部分均位於海洋边緣，靠近大陸或島嶼的山脊。

由此可見，洋底地形恰与大陸地形相反：大陸地形的中部常常是低下的，而边緣常常是隆起的。

陸地的平均高度为840公尺，而大洋的平均深度为3,800公尺。如果整个地殼是一个非常平滑的表面，那末世界海洋便以2,440公尺的深度覆盖着整个地球。因此2,440公尺的深度便叫

① 譯註：見§66。

做地殼表面的平均水平（按整數計算为 2,450 公尺）；我們假想地把这个深度作为大陸坡的坡脚。整个世界海洋有$\frac{1}{2}$以上的面積深達 4,000 公尺以上；5,000 公尺以上的深度約佔全部面積的$\frac{1}{4}$。

洋底形态基本要素的平均深度和洋底面積的大小从下表中可以看出：

地形的种類	深度(公尺)	面積(百万平方公尺)	平均深度(公尺)
大陸淺灘	0—200	27.5	50
大陸坡	200—2,450	38.7	1,270
洋床	2,450—5,750	283.7	4,420
海溝	5,750 以上	11.2	6,100

在地殼的不断运動中：有些地區在逐漸下沉，另一些地區在逐漸上升。如果在海岸看到海岸線升高，这便是这种运動的証明；其次，精確地反復進行水準測量也可以發現这种运動。海底地形的变化只有在以前对於地形很好地研究过的地方才能發現。現在海底深度的顯著变化大部分与地震有關。例如自从 1927 年克里木地震以後，由於苏達克區和阿魯施塔區的黑海海底下沉，克里木沿岸的深度便發生了变化。

除了在短期內發生的这些顯著变化外，海底無疑地也發生較慢的变化，这些变化表現在海底局部受到冲刷、斜坡傾角的变化和沉積物的堆積等。这些变化只能够根据間接的材料來判断。穿上潛水衣或潛水圈[①]在海底直接進行观察可以得到海底地形的精確概念，这种概念是最精確的測量所不能得到的。許多的研究工作都証明了：海底的地質構造与海底地形之間具有密切的關係。現在研究海底地質構造的基本方法是在海底詳細地研究海底地形；有人建議關於这方面知識的研究应歸入一个特殊部門，即海洋地貌学。海底研究法是有着很大的發展前途的。

海底地形在海的生活中起着巨大的作用。它決定着水团循环的整个体系，決定着水文化学情况，因此也決定着海洋有机体的分佈。

§ 58. 陸地的平均高度和海洋的平均深度

把大陸的高度与海洋的深度加以比較是很有趣的。我們已經知道大陸上最高的地方達 8,884 公尺（喜馬拉雅山的珠穆朗瑪峯）。大陸（陸地）的平均高度为 840 公尺。世界海洋（包括各海在內）的平均深度为 3,800 公尺。大洋的最大深度为 10,789 公尺。

自然地理圖中最重要的要素乃是地形。用等高線和等深線把所描繪的地形之基本特徵画在小比例尺的自然地理圖上常常具有下列高程差[②]：海平面 0 點以下，0，200，500，1,000，2,000，3,000，4,000 等。

零等高線在地圖上表示盆地，200 公尺等高線表示低地，500 公尺等高線表示高地，其餘的等高線表示台地和各种高度的山嶺。

① 潛水圈是球狀砲彈形圈，它具有鋼壁、氧气筒和強烈的發光器，用以观察深海。潛水圈中的观察者不受外部压力的影响。

② 譯註：或称高差、等高線間隔、等高距等。

地表的高度分佈曲線圖可以給我們一个關於地球上高度和深度分佈的清晰的概念。如假定地球的整个表面为 100，那末从下列兩表可看出各不同高度和深度所佔百分比：

高度(公尺)	面積(百万平方公里)	佔地表面積的百分比
3,000 以上	6.0	1.2
3,000—2,000	10.0	2.0
2,000—1,000	24.0	4.7
1,000— 500	27.0	5.3
500— 200	33.0	6.5
200— 0	48.2	9.5
低於 0 的陸地	0.8	0.1
	149.0	29.3

深度(公尺)	面積(百万平方公里)	佔地表面積的百分比
0— 200	28.0	5.5
200—1,000	15.0	2.9
1,000—2,000	15.0	2.9
2,000—3,000	24.0	4.7
3,000—4,000	71.0	13.9
4,000—5,000	119.0	23.3
5,000—6,000	84.0	16.5
6,000 以上	5.0	1.0
	361.0	70.7

为了更明顯地表現地球上高度和深度的相对分佈，可以把这一些數字用所謂海陸起伏曲線來表示。

§ 59. 海陸起伏曲線

地球上海陸起伏曲線乃是我們關於地球上各种高度和深度分佈知識的明晰總結。海陸起伏曲線是用下列方式構成的：把海洋平面作为橫軸，軸長等於 510,000,000 平方公里(100%)。先在橫軸上(从零點開始)按上列二表依次截取各級高度和深度所佔面積的數值。然後从橫軸上所截取各點沿縱軸分別截取各級高度和深度：由0點向上截取高度，向下截取深度。最後用曲線板把所取一切縱坐标的終點联結起來，这便叫海陸起伏曲線(圖21)。这种曲線不僅適用於整个地球，而且对於每个大陸、每个地帶、每个地區，甚至对於每个洋、海或个别島嶼都可以同样画出來。

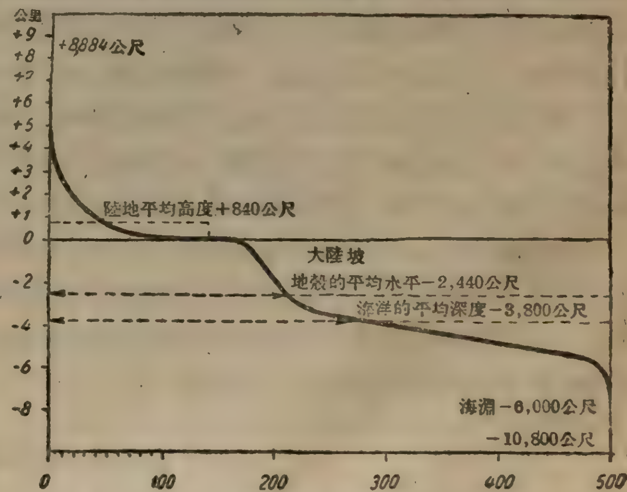


圖 21. 海陸起伏曲線。

整个地球的海陸起伏曲線有兩个端點，一端是陸地上最高的珠穆朗瑪峯(8,884 公尺)，一端是菲律賓海溝的最大深度（10,789 公尺）。海陸起伏曲線指出陸地的高度大部分都在 1,000 公尺以下；这類高度約佔整个陸地表面的$\frac{3}{4}$。山嶺僅佔有陸地面積的$\frac{1}{4}$，所以山嶺並不是大陸地形的主要要素。其次，这条曲線也指出海洋中大部分的深度是 3,000 到 6,000 公尺，这种深度佔有整个海洋面積的 75%，而海溝只佔有洋底地形的一小部分。大陸淺灘和大陸坡，正像海陸起伏曲線上所表示的一样，乃是大陸塊不可分割的一部分。

§ 60. 海洋沉積

海洋底部不断淤積着由水沉澱的物質。根据由海底得到的土样，可以判断海洋沉積中包括有机物和無机物。有机沉積物是由死的和落在海底的動植物殘骸所形成的，而無机沉積物是由於陸地上的岩石受到破坏成为多多少少破碎的物質，並被流水帶到海洋中，或被拍岸浪冲刷海岸帶到海洋中。最重的、最大的破坏產物沉積在海岸附近；破碎物越小越輕，則沉澱得离海岸越远。因此，海的沉積物可分为若干个地帶，構成这些地帶的破碎物質其大小互不相同，而这些地帶离海岸的距离也各不相同。海中沉積的一切物質，由海岸算起有如下的順序：1)礫石，2)砂礫，3)砂，4)黏土、海泥。因此可分为三种沉積：

1）大陸淺灘沉積，
2）大陸坡沉積，
3）深海沉積。

大陸淺灘沉積主要是大陸冲積層，其中夾有一小部分居住在海濱的死的動植物遺体。这些沉積距海岸越远，則越細小，越單調。海岸附近沉積着礫石、砂礫和砂粒，其大小和性質决定於構成大陸的岩石、海岸的形狀及洋流的方向。离海岸一定距离的地方大部分是細小的黏土沉積，这是岩石磨損及其組成部分化学風化的最後產物。

靠近淺海的上部地帶的大陸坡沉積是由洋流从海岸帶來的那些海泥沉積物形成的。但这裏的陸成海泥沉積中夾有大量生長在海洋表層和較深層的動植物固体殘餘。海生動植物的固体殘餘漸漸超过了陸成海泥微粒，到一定的深度陸成海泥微粒完全消失。

海底的火山噴出或海洋島嶼沿岸上的火山噴出在这些沉積的形成中起着重大的作用。这些噴發物——火山灰、凝灰岩、浮石等——在海底上散佈到很远的距离。在高緯度的海洋中可以遇到不少的冰川冲積層。熱帶的珊瑚泥也屬於大陸坡沉積。

在深海底上，大約从 2,500 公尺以下，完全看不到陸成沉積物，因此覆盖在深海底部的深海沉積幾乎完全是由有机物殘餘構成的。这些沉積的性質由於其所处的深度而有不同。这些沉積的厚度也不大，因为流到这裏的礦物和有机物極少；而且深度越大，流入的礦物和有机物越少，因为当它們沒有達到海底時便完全被溶解了。

§ 61. 在地圖上描繪海底地形

在一切地形圖上，海底地形都是用等深線來表示。同時深度在 100 公尺以下的地帶具有特

殊的意义。

在地圖上把深度很大(達到 1,000 公尺)的地帶标出來也具有实际的意义，但这些地帶通常距海岸很远，因此深度大的地帶不画在大比例尺的地形圖上，而画在航海圖上。这样一來，在大比例尺地形圖上描繪海底地形基本上僅限於深達 100 公尺的地帶。

1:500,000 和 1:1,000,000 比例尺的地圖可以表現海底構造的一般特徵，在这些地圖上能够區别出深 200、500、1,000、2,000 公尺等的深海地帶。

在地形圖上，海底地形的描繪是根据航海圖的材料。我們根据这些材料在深達 100 公尺的地帶推算等深線的位置，而在深海地帶則註記深度。根据这种註記的深度來進行內插就像在測量時用註記高程的內插法劃出等高線一样。不过深度內插法远不及高度內插法那样準確。

除了用等深線和註記深度的方法所表示的海底地形的材料外，在地形圖上还可标出一般航行条件的各种材料和符号，例如沿岸淺灘、沙灘、測音站、浮标、各种标桿、海路(морской канал)、航路、浸蝕地段(протравленные участки)等。这些东西大部分都是很好的定向标①。

§ 62. 地殼的要素

現代地質学確定了：地表構造的特性是有一些很不穩定的、活動的地區，这些不穩定的、活動的地區叫做**地槽**②。此外，还有些不太活動的地區，叫做**地盾**和**地台**或陸台。

地槽(地槽區)的特點是：地殼不断的拗下，因此其中堆積着很厚的沉積岩，其厚度有時達數十公里。地槽的形狀大多數是長的斜槽形。其大小不等：寬度由數十公里到數千公里，長度可能超过寬度的許多倍。現在的地槽計有：地中海、紅海、波斯灣、印度斯坦平原、鄂霍次克海、日本海等。

地槽的拗下增加了地殼的張力和側压力；岩層曲褶，聚成褶皺，形成逆掩断層和超覆。下層質量的压力阻碍了地槽進一步向下运動，因此由地槽形成的褶皺向上生長，並逐漸变成了褶皺山。这种褶皺运動叫做**造山作用**。

地殼的坚硬結晶地段如果沒有遭受褶皺作用或稍微遭受褶皺作用，並僅僅覆盖着沉積岩薄層或在廣大的地區突出到地表，这种坚硬結晶地段便叫做**地盾**。地盾的縱断距不大，並且升降运動的速度很小。这些地段沒有下沉到海平面以下，相反地却經常地力圖上升。

活動力很弱的地殼結晶地段叫做**地台**，这裏升降运動很緩慢，週期地为淺海所淹沒，並帶有很厚的沉積岩層和幾乎沒有破坏的地層。由於这些地段的活動力很弱，所以地形平坦，侵蝕作用不太發達，从而也決定了堆積作用很弱。地台的基礎照例是由褶皺的岩石構成的，由此可見，地台是由以前活動力很强的地區中發生的。在造山作用以後，这种地區常常完全地或局部地失去活動性。使它变硬的因素是：互相逆掩的褶皺、变成了变質片岩和結晶片岩的沉積岩、大量的花崗岩和火山岩。这些地區的地殼很难進一步進行压縮；断裂和断層对它具有很大的意义。

地台或地盾的基本特徵在於它們能抗拒地殼中的压縮应力。如果說地槽的特性是拗下，那麽地盾的特性便是慢慢上升或略微下降。地台的运動常常与地槽的拗下和造山作用同時發生。

① 譯註：或方位标。
② 譯註：即大向斜。

地台上火山活動不常出現，但有些地方基性熔岩常常大量流出。基性熔岩佔有西伯利亞(葉尼塞河和勒拿河之間)、印度等地的廣大地區。地台的地形是廣大的平原，它以逐渐过渡的形式与地槽相联系。

§ 63. 地殼运動

地殼看來是堅固而不可動搖的，实际上它遭受到各种各样的运動。从形成之日起，地殼的大部分便受到很大的破坏、变化和移位。多次的观察都証明了地殼在过去地質時期具有升降运動。例如当我們研究厚度約 6.5 公里的頓巴斯含煤岩系的剖面時，我們可以看到这个整个剖面是由相同的淺海沉積綜合体構成的，剖面的上部和下部之間沒有任何本質上的差别。这种很厚的淺海沉積層只有在地殼逐漸緩慢下降(拗下)的条件下才能形成。同時隨着地殼的下降而發生了沉積的堆積，因此沉積層的表面逐漸接近水面。虽然地殼下降，但盆地總是保持着淺水的条件。据根这样的观察，可以判断地殼在过去地質時期曾有顯著的下降。

現在根据对海平面的精確观察和反復的水準測量，也很清楚地知道整个水圈是处於不断的运動中，並且地表各个地段的这些运動都在不同的方向發生，並具有不同的速度。这种运動速度通常每年由 1 毫米到 3 厘米。运動的方向隨着時間的經过而發生变化。在所有这些不同的但互相联系的运動中，無疑地可以發現地球的內能。

当地殼的廣大地區發生緩慢的垂直运動，而岩層及其組成岩石的相互排列不發生破坏時，这种移動便叫做**長期运動**，即造陸运動。但当地殼的某些部分在發生的各种張力的影响下而遭受各种各样强烈的複雜破坏(即所謂位移)時，便叫做**造山运動**。

地殼上所有的造陸运動和造山运動都称为**構造运動**[1]。这些运動可以表現为下列的形式：地殼的上升和下降，岩層聚成褶皺，形成裂縫並沿着裂縫發生变位，岩漿体的隆起、侵入和变化。

升降运動最顯著地表現在海陸的边界上。如果陸地上升，而海平面不变，則沿岸的淺水地段便突出地表；当海平面下降但陸地位置不变時也会發生这种情况，这种現象叫做**海退**。

海水淹沒了沿岸的大塊陸地，从而使陸地变成了海底，这种現象叫做**海進**。这种現象發生在下列兩种条件下：陸地位置不变而海平面上升，或海平面不变而陸地下降。如果海進現象沒有淹沒大片陸地，而僅沿着最低下的地方深入陸地(如河谷)，这种海進便叫做**海浸**。

海進和海退的最通常原因不是水平面的升降，而是陸地或海底的上升和下降。

海岸上升或海平面下降的标誌是海岸上的海濱階地以及位於高出海面和远离海洋的陸地上的海生有机体遺餘。反之，淹沒的海底河谷和海濱階地的存在便是海岸下降或海平面上升的証明。当然，海岸地段的沉沒是很难發現出來的，因为以前的海岸和階地均位於海平面以下，只有用測量深度的方法才能發現它們。如果海岸上的長期运動难於看出來，那末發現大陸內部的長期运動便更难。地形研究工作，首先是河成階地的研究工作，可以帮助这一問題的解决。这是因为河成階地的形成有時与地方的隆起有關。

河流冲刷作用的消失和河流冲積層厚度的增加都可以作为大陸內部地區下降的一些特徵。

---

[1] 譯註：即地殼运動。

但河流的侵蝕和階地的形成以及河流冲刷作用的消失也可能由另一些原因所引起。

構造运動可分为以下幾种:升降运動(放射狀运動),褶皺运動(水平运動)和断裂运動。

升降型运動是地殼上升和下降的垂直运動。地殼可能在一个地方上升,並在另一个地方下降,但也可能在同一地區初則下降,繼則上升,或初則上升,繼則下降。这样一来,因为改变方向,所以运動具有升降性。

使岩層發生褶皺的运動叫做褶皺运動。任何的褶皺作用都是地殼的柔性变形。由於变形的關係,原來位於水平狀态的岩層便進行拗曲,並形成凸起和凹下的褶皺。

断裂运動在地殼中形成裂縫或裂口,地殼各地段可沿着裂縫和裂口發生相对的变位。断裂的变位可分为:正断層、逆断層、平移断層和逆掩断層。

在上列三种运動中,升降运動是基本的構造运動,它經常發生,並且到处發生;反之,其餘的構造运動只是週期地發生,並且不是到处發生的。此外还应当注意这一切过程的共同性;而且,不管怎样分類,一切运動只不过是同一構造过程的局部变形而已。

造山作用是內力的表現,在進行造山作用時發生位移,但位移也可能是由岩石內部的过程——再結晶時的体積变化等——所引起的。由外因所引起的位移,例如冰川作用(由於冰川的压力在岩石中形成褶皺,即所謂冰川位移),可以更正確地叫做假位移。

研究現代地殼运動時,通常利用地質剖面和岩石变位形狀的分析方法,並利用地貌的分析和測量的方法(儀器測量)。

測量方法的基礎是,比較每隔若干年定期地反復進行測量(通常用水準測量的方法),所得的結果。用这种比較的方法可以發現地殼运動現象。

研究現代地殼运動不但具有重大的实际意义,而且有理論意义。

地表的升降运動能够引起海岸的移位,並且可以改变水文網,因此在修建海港建築和水利建築以及灌溉系統時,应注意这个問題。在進行測量工作時,应注意地殼的升降运動,因为升降运動不僅能引起三角點的相对变位,而且也能引起水準标誌和水準标石的相对变位。

§ 64. 地震

地殼任何地區的任何振動都叫做地震,这种振動是由於內因而發生的,並引起地表發生变化。地震時所發生的一切現象都叫做地震現象。

地震通常有構造地震、火山地震和塌陷地震。最常見、分佈最廣的地震是構造地震。这种地震比較劇烈,並擴及廣大的地區。

火山噴發所引起的地震帶有地方性,通常力量不大,並且波及的地區距發生的地方不远。

由塌陷所引起的地震通常發生在地殼具有空隙(洞穴)的地方。当这种洞穴的拱不能支持本身的重量時便要塌陷。这种塌陷在地表上常表現为地震。这种地震波及的地方不大,並且在大多數的情况下不超过若干方公里。按性質說,这种地震很弱,不会使居民受到很大的災难。

構造地震開始時,或者地表有微弱升降,繼之以强烈的震動,或立即發生强烈的震動。震動量的多少是不同的,有時可繼續到整整一年,甚至一年以上。震動力量最强的地方是在地震區的

中心。这个中心叫做震中，即圖 22 的 E 點。距震中越远，地震的力量越弱。震動的性質決定於地下震動的方向；同時震動可分为震中的衝動形震動和远离震中的波浪形震動。

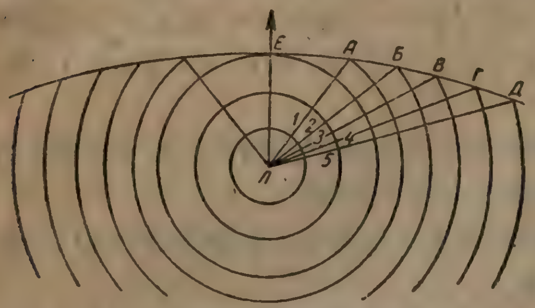


圖 22. 地震波的震動傳播示意圖。

衝動形的震動是由於自下而上的垂直衝擊而產生的，因此地表上的物体也向上拋起。

波浪形的震動是斜的震動，因此地表的震動類似波浪。在这种情况下，物体或沿震動的方向顛覆，或由一方向另一方簸動。樹木向地面傾斜，然後重新直立；高大建築物的上層在空中搖擺。这种現象常常發生在地震的边區，距震中远的地方便逐漸消失。

回轉运動不像前兩种运動那样常見，通常它和衝動形的震動在震中附近同時發生。在回轉运動時，物体在原地上圍着垂直軸旋轉。

所有这些运動都是由於地震中心發生的升降运動傳播的結果。

發出震動的地方叫做震源(圖 22. Л)。震源位於震中的下面，距地表的深度不等。由中心發出的震動向四面八方散佈，如果傳播震動的介質相同，則震動的傳播速度在各个方向都应当是相同的。圖 22 所画的地殼垂直剖面是以圖示的方式來表示地震波震動的傳播，即以同心圓的形狀或同時振動線的形狀向四面八方散佈。每一个圓圈首先到達地表 E 點，这裏便感覺到第一次垂直方向的衝動。沿着 Л1, Л2, Л3 等線傳播的震動把振動帶到地表的另一些地方 A、Б、B 等點，这裏的震動好像是來自側方，而且距震中越远，震動的力量越弱。除了由震源發出的震動外，还有从震中發生的所謂地面波；这种波浪傳播的速度較慢。地表建築物破坏最厲害的地方不在震中區內，而在震動線与地表約成 45° 角的地方。

現在藉儀器的帮助可以对震源的深度進行十分精確的測量，通常的深度止於數十公里。震源的深度越大，地震的面積越廣。

地震的傳播速度決定於介質的性質和地質構造。同時岩石的組織——緻密或疏鬆，層狀或塊狀——本身也起着重要的作用。地震在疏鬆的岩石中傳播得較慢，並且比緻密的岩石的傳播面積为小，但其表現的後果比較有害。精細地研究各个工作站对同一地震的观察材料可以得出下面的結論：發生在地球不同深度中的地震其傳播速度也不同。其所以有这种現象，顯然是由於地球內部各个地區的物理特性不同。研究地震波的傳播速度使我們得到一些認識地球內部構造的許多最重要的材料。最近幾年來，地震学的成就是很大的。苏联的学者確定了地殼 (Sial)的厚度並不是到处相同的：歐亞大陸下面，地殼厚度約为 50 公里，大西洋下面約为 30 公里，太平洋下面約为 0—5 公里，地殼下部是矽鎂層 (Sima)。在 2,900 公里以下的深度上很可能是鉄核，直到地球中心都是一样。

地震的力量是非常不一致的：有些微弱的土壤震動只能用灵敏的儀器才能够察覺出來；有些震動在地表上發生毀滅現象。为了確定地震的力量，可以利用十二級強度表。这个強度表是根據直接观察地震的过程和後果而製定的。

地震强度表

級	名称	加速度(毫米/秒)	特徵
1	微震	2.5	只有用地震儀才能發現。
2	極弱震	2.5—5.0,等於 $\frac{1}{4,000}$ 重力加速度	只有在建築物上層和处於完全靜止狀态的人或特別灵敏和敏感的人才能感覺到。
3	弱震	5—10	少數人可以感覺到。略微感到振動,但不会引起任何恐懼。
4	中震	10—25,等於 $\frac{1}{1,000}$ 重力加速度	虽不是一切人都能感覺到,但大多數在建築物內的人和少數在地下室中的人都能感覺到。門窗振動,椽樑作出劈裂声,懸掛的物体輕微地搖動。
5	可以感覺到的地震	25—50	室內的人都可以感覺到,街上少數人可以感覺到;睡眠的人为之驚醒。門窗忽開忽關;小鈴作声,懸掛的物体大力搖擺;鐘擺自停。
6	強震	50—100,等於 $\frac{1}{200}$ 重力加速度	室內的人都能感覺到;許多人由於驚惶而跑到街上。室內用具倒落在地上,牆壁、天花板上的灰泥落下,有些地方的不大的建築物受到輕微的破坏。
7	極強震	100—250	普遍感到驚惶,並由室內逃出;塔鐘作声;煙囱倒塌,許多建築物內都遭受損坏,一般地區的破坏还比較輕微。
8	破坏性的地震	250—500,等於 $\frac{1}{40}$ 重力加速度	普遍驚惶失措。有些建築物局部地受到破坏,其餘的都受到很大的損坏;有時發生不幸的事件。
9	毁滅性的地震	500—1,000	有些築建物完全或幾乎完全破坏,其餘的許多建築物損坏得甚至不能居住。死亡的事件虽不太多,但該地區的各个地點都有發生。
10	破坏性很大的地震	1,000—2,500,等於 $\frac{1}{10}$ 重力加速度	許多建築物受到破坏。許多人犧牲。地殼上形成裂縫,山嶺中大塊崩坍等。
11	崩陷地震	2,500—5,000	石質建築物、桥樑下的石柱(桥墩)、堤防的石柱等都完全破坏,地殼上發生很寬的裂縫;許多地方發生地滑和懸崖倒落現象等。
12	強烈崩陷地震	5,000以上,等於 $\frac{1}{2}$—$\frac{1}{1}$ 重力加速度	一切建築物,甚至最能防震的建築物(例如木房)都破坏了。在生長植物的陡岩面上發生水平斷層和垂直斷層。在廣大的地區發生無數的山崩和海岸崩陷等現象。

地震的後果是各色各样的。比較强烈的地震伴隨着下列諸現象:土壤的隆起和坐陷,山崩和地滑,地上形成裂縫。

地震常常破坏整个的居住區和城市,有時甚至整个地區。山區的地震破坏性很强,有時甚至連該地區的總面貌也認不出來了。例如 1911 年在帕米尔,由於地震在穆尔加布河河谷發生山崩,竟堵塞了河流,从而產生了薩烈茲湖。

由於地震作用所引起的地表上各种各样的巨大变化不僅地質学家和工程師应当注意,而且測量学家也应注意,因为他們要測量这些变化及其分佈情況。有時用地質观察的方法可以確定运動的方向,但更正確地確定这些运動的總量和方向則是測量学家的任务。例如俄國在 1887 年維尔納(阿拉木圖)地震以後,根据 И. 穆什凱托夫(Мушкетов)的倡議,对於由維尔納(阿拉木圖)向南的山脈進行了断面水準測量。今後反復的測量可以發現礦砂(горная масса)的移位。1900 年高加索軍事地形測量局也進行了校核三角測量,以便確定阿哈耳卡拉基地震①後的移位。用測

①譯註:阿哈耳卡拉基在格魯吉亞境內。

量的方法研究地震是認識造山作用的机構之重要因素，在苏联对於这种方法也很注意。

如果把地殼上最弱的通常感覺不到的而且不發生任何顯著後果的一切地震都包括在內，那麼我們可以說，地表在經常發生地震，而且到处都發生地震。但是如果只研究大的地震，即不用任何銳敏儀器便可以感覺到的並具有各种各样破坏性後果的地震，那末地震並不是到处發生的。我們可把这一類的地震區在地圖上劃分出來，此即圖 23 中的强烈地震區。



圖 23. 地球上地震圖：1.最常發生地震的地區；2.不常發生地震的地區。

当我們研究地震的地理分佈圖時，便可以發現大部分的地震均与地球上兩个構造破坏地區相符合：1)太平洋环狀區(安達斯—日本—馬來亞环狀區)，2)地中海破裂地帶或阿尔卑斯—高加索—喜馬拉雅褶皺山地帶。如把地震的地理分佈与構造过程的地理分佈相比較，便容易相信：地震的原因与造山过程具有密切的联系。从而我們可以了解：为什麼幾乎一切地震都發生在不久以前形成的褶皺山區及其山麓區。

§ 65. 海底地震

海底地震是海洋水团中傳播的震動和振動。海底地震之所以發生，是由於海底或大陸沿海地帶地殼运動。引起海洋中地震現象的洋底运動類似陸地表面發生的运動，而且它們顯然發生在同一的地震構造線上。海底地震常常伴随着剧烈的波動以及該处水面的暫時隆起。例如 1737 年恆河水位高出平常水位 11.5 公尺，以致發生洪水，使人們遭受很大的災难，死亡人數達 300,000 之多。1876 年在布拉馬普特拉河河口也發生同样的災禍，把那裏的水位抬高 13 公尺，

淹沒了廣大的地區，死亡約達 200,000 人。海底地震時發生很大的波浪，高達 20 公尺以上，而且波浪的速度很大(達 170 公尺/秒)。这种波浪具有很大的力量，它衝到不高的海岸上，可以消滅那裏的一切建築，其中也包括最堅固的建築。海底地震的波浪比陸地上最强烈的地震發生的毁滅性还大。1923年9月1日，日本东部海岸（东京灣地帶）的海底地震波浪毁滅了數万座房屋；死亡人數達 90,000 以上。

§ 66. 岩石原生產狀的破坏形式

自然形成的沉積岩岩層是水平的，或是略微傾斜的。只有特殊的力量才能够使这些岩層的位置發生变動。我們常常看到發生变位(位移)的傾斜層或弯曲層。变位層的位置决定於其走向和傾斜(圖 24)。

岩層的走向决定於岩層与水平面交叉的 АБ 線，並表明了岩層所处的方向。

岩層的傾斜是岩層对於水平面的傾斜度，即 ВГ 線与水平面之間的角。

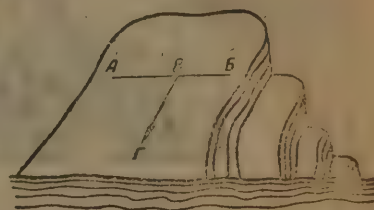


圖　24．岩層的走向和傾斜：
АБ—傾斜岩層的走向線；
ВГ—傾斜線。

傾斜和走向都是用礦山罗盤儀来測定。礦山罗盤儀的刻度不是順時針方向，而是按照反時針方向，因此东变为西，西变为东；此外，礦山罗盤儀並有一鉛錘(圖 25 和圖 26)，这些是它不同於普通罗盤儀的地方。



圖　25．礦山罗盤儀。



圖　26．用礦山罗盤儀測量傾角的大小。

地殼上岩層破坏的最簡單形式是岩層喪失了它們原始位置，並向地平面傾斜（圖 27 和圖 28）。岩層可能具有各种各样的傾斜度，由水平位置到垂直位置。如果岩層具有倒轉的斜面，那末便叫做倒轉層。岩層倒轉時特别容易使我們混淆岩層的次序，因为它們的位置將与原來的層位恰恰相反。

很厚的單面傾斜層叫做單斜岩層(圖 29)。

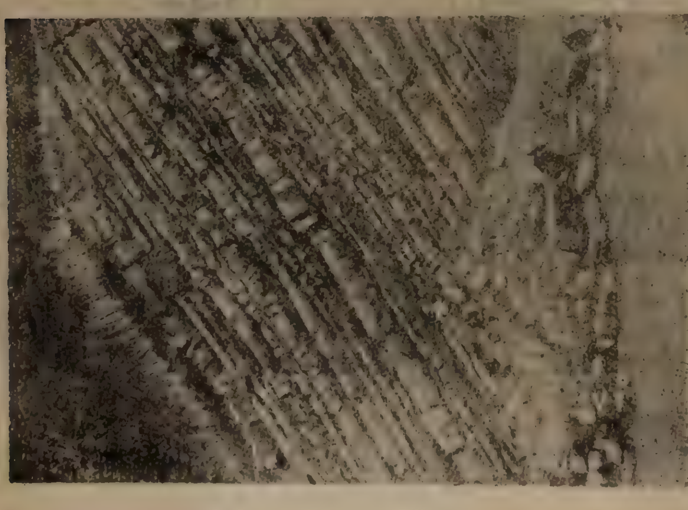


圖 27. 岩層对水平面的傾斜位置
（傑米亞諾夫攝）。

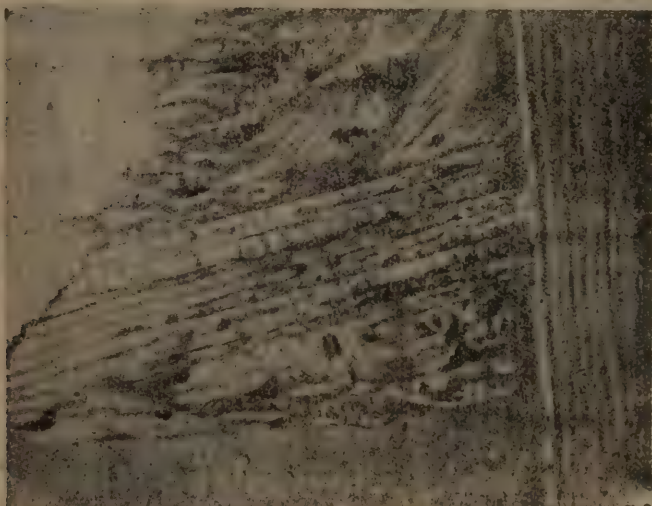


圖 28. 岩層的垂直位置
（И.В.馬里科娃婭攝）。

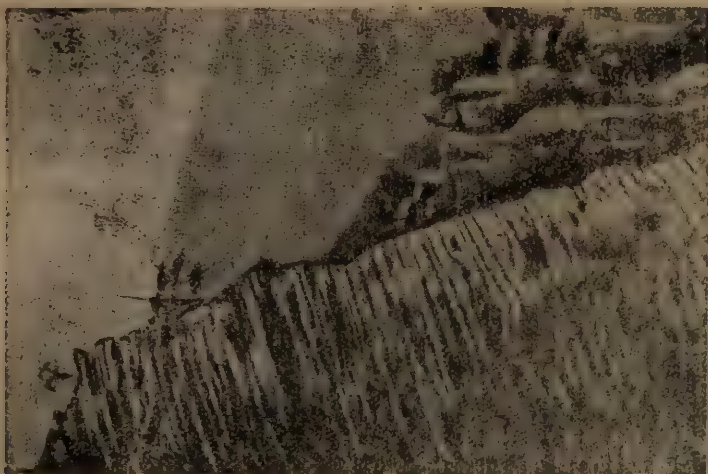


圖 29. 單斜岩層的石灰岩系。
克里木的雅依拉。

§ 67. 褶皺作用和造山作用

山脈的形成是地殼內部運動和外部运動的複雜过程。它常常与地殼的个別地段的隆起有關。隆起在地表上造成大大小小的凸起；但当这些凸起为外部因素的活動所割切時，便成为山地。

这些运動或者是在垂直方向發生，或者是在水平方向發生。

由於地殼的垂直运動，地殼的个別地段沿着断口的裂縫在垂直方向相互移位。这种变位叫做**断層**(圖 30)。

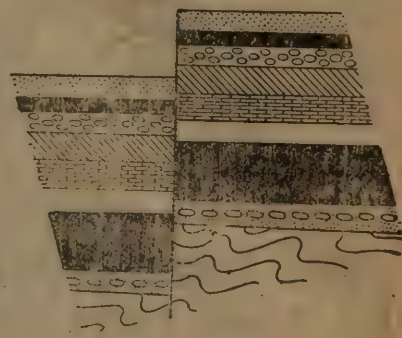


圖 30. 断層。

由於水平运動，岩層弯曲，形成**褶皺**。此時岩層通常並不破裂。然而应当指出：断層和褶皺变動之間具有一些互相联系的过渡形式。例如**撓褶**的形式既可以了解为岩層的完整性沒有破裂的断層，又可以了解为一边不發育的褶皺。往後当这种褶皺的完整性破裂時便过渡为断層，或过渡为逆掩断層(圖 31，圖 32)。

由此可見，造山作用的現象終於歸結为断層和褶皺的發生。由於垂直的变位和水平的变位使地表上構成了基本的起伏，从而形成了山嶺和山嶺間的低凹地段。在構造山中远較次要的是火山作用或新月砂丘高地所形成的所謂**堆積山**。其次是**殘山**，殘山是由於外部因素的破坏作用而形成的，所以也叫做**剥蝕山**(圖 33)。

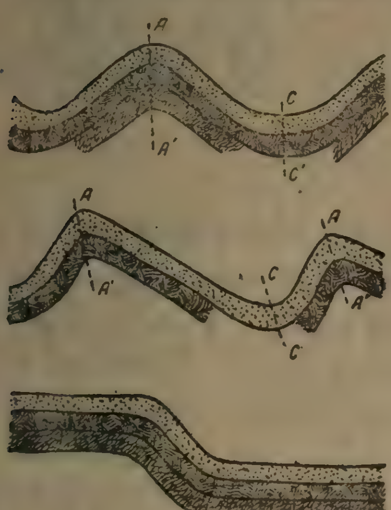


圖 31. 地殼褶皺的形狀。
上部—正褶皺；中部—不对称褶皺；下部—撓褶；
AA′—背斜褶皺軸面；CC′—向斜褶皺軸面。

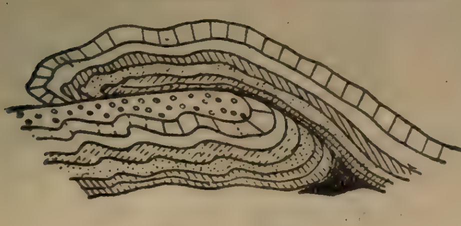


圖 32. 逆掩断層。



圖 33. 基斯洛伏得斯克附近由於沉積岩風化而形成的殘山懸崖。

褶皱作用可了解为岩層的弯曲，因为这些岩層在造山作用的过程中由於側压力(水平压力)而向上突出，脫離了原來幾乎常常是水平的位置。弯曲的程度决定於褶皺作用的力量和被弯曲的岩層的性質。

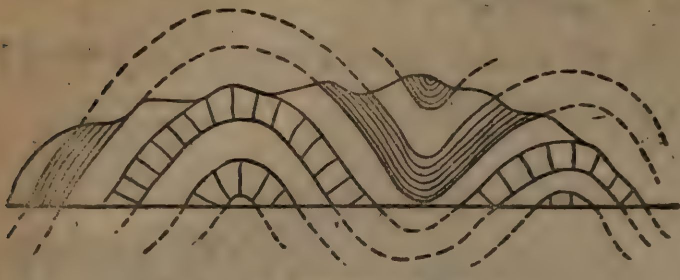


圖 34. 褶皺:中間为向斜,兩側为背斜。

岩層扭折的最簡單形式乃是褶皺;褶皺具有各种各样的形狀。

通常有若干个褶皺平行在一起形成。褶皺向上突出的部分叫做背斜(圖 34)，而向下的凹下部分叫做向斜或槽，褶皺的兩側叫做翼，兩翼相合的那一部分叫做轉折处或弯曲部。褶皺常常有伸長了的形狀，其長度超过寬度。

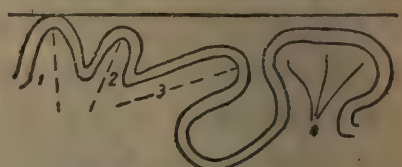


圖 35. 褶皺的各种形狀:
1. 正褶皺； 2. 不対称褶皺；
3. 伏臥褶皺； 4. 扇形褶皺。

褶皺可分为下列幾种(圖 35)：

1. 正褶皺——兩翼对称，对称面呈垂直狀。正褶皺也叫做立褶皺。

2. 不对称褶皺[①]——兩翼不对称，其中一翼向另一翼略有傾斜，对称面傾斜。如果不对称褶皺的一个翼逆掩到另一个翼上，則这种褶皺叫做倒轉褶皺。

3. 伏臥褶皺——兩翼幾乎是水平的。其对称面也幾乎是水平的。

4. 扇狀褶皺——褶皺層由基面向上分散，呈扇形。

有時当大的褶皺在下一个褶皺作用時期重新發生变形時，便形成更複雜的褶皺。

無論褶皺的形狀多麼複雜，研究褶皺時必須確定其大小。每个褶皺都可以區別出其基面上的峯高、走向的峯長和基面的寬度。褶皺的大小可能是很不相同的：小的極小，大的長數十甚至數百公里，高數千公尺，寬數千公尺，如高加索褶皺，天山褶皺等即是。

倒轉褶皺和伏臥褶皺中常常有岩層位置發生破坏的現象：年青的岩層在下面，較老的岩層在上面。了解这种剧烈的破坏是很困难的。

研究褶皺時，不僅应研究其橫断面，而且必須注意到它們如何沿着走向在長度上变形。後者应当經常注意，並且应当把褶皺想像为一定的三度空間体，而不是一个平面中的剖面，否則不但無法進行地質測量和編製地質圖，而且也無法利用地質圖。

地殼上的正断層和平移断層常常可以遇到；它們或者單独地存在，或者成羣地排列。当正断層成羣排列時，如岩層各地段沿着地層朝一方下降，呈一層層的階梯狀，則这种断層叫做階狀断層。

如地表的一个地段在兩个下降地帶之間升高，或升高到原來水平的地帶之上，並夾兩个平行

① 譯註：即傾斜褶皺。

断層或兩个階狀断層之間，便形成所謂**地壘**(圖 36)。反之，当一个地段下降到隣近地段的水平以下時，便形成**地塹**(圖 37)。階狀断層、地壘和地塹通常是在平行於裂縫的方向形成的，这是地形決定於它的構造最顯明的例子。断層區中都有盆地和陡峭的台階，这是正断層區地形的特徵。这些盆地中常充滿着水，陡峭的台階把断層區顯著地劃分为个別的區域。

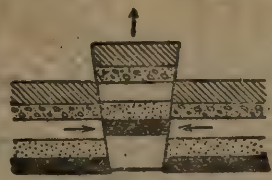


圖 36. 地壘。



圖 37. 地塹。

苏联典型的地壘是外貝加尔山；典型的地塹是分開外貝加尔諸山脈的寬廣谷地和貝加尔湖所佔有的地塹。貝加尔湖所佔有的地塹長達 750 公里，寬 85 公里，深 1,741公尺。該地塹的底部比海平面低 1,288 公尺。特列茨湖地塹長 77 公里，寬 5 公里，深 380 公尺。

§ 68. 火山作用

高溫液态質体(岩漿)由地球內部可以上升到地表；凡与这一基本过程有關的各种現象之一切过程的總和都叫做火山作用。然而在深处熔化的質体在向上运動時常常達不到地表，而在中途凝固。

因此，火山过程不僅出現在地表，而且在達不到地表時还表現在地殼的各种深度中。根据这一基本特徵，可分为下列兩个过程：發生在深处的侵入过程和出現在地表的噴出过程。

§ 69. 侵入过程

侵入过程是这样發生的：地殼下或地殼內的岩漿是处在高压下。压力的大小決定於上面岩層的重量。顯然岩漿中的压力是以相同的力量向四方傳散的。如果地殼的任何一个地段中形成了一个岩洞或低压區時，那末岩漿便侵入这个區域並充滿了这个區域。地殼中經常形成一些洞穴，或者更確切地說，形成一些低压地段。造山过程便是產生低压地段的原因之一。

当低压地段与地表沒有联系時，其中充滿岩漿，便叫做**侵入**。同時岩漿侵入較冷的固体地殼後，便放出熱，開始冷却。在这种条件下岩漿凝結得很慢，而且是在高压下逐漸凝結的。由於冷却得很慢，在这些过程中形成的一切礦物和岩石都具有結晶構造，並且叫做**侵入岩**或**深成岩**。

由此可見，地殼內埋藏的和由凝結的岩漿形成的各种形狀的塊狀体(有時很大)都決定於侵入。塊狀体計有：岩基、岩盤、岩幹、礦脈、岩脈等(圖 38)。

埋藏在地殼中的侵入岩有各种各样的形狀。体積很大，埋藏在深处，且外形不規則的侵入塊叫做**岩基**和**岩幹**。兩者的區別只在於大小的不同；岩幹的面積通常不超过 200 方公里。据推測，岩基和岩幹沒有下界，即它們的基面直到很深的地方。这种推測的唯一根据在於：迄今任何地方都沒有發現过它們的下部边界，而且關於它的下界我們一無所知。岩基可分为簡單的和複雜的兩种。簡單的岩基是由一种岩石構成的，並且是一次形成的；複雜的岩基是由幾种岩石構成的，並且是由同一岩漿源分好幾次形成的。岩基常埋藏在許多山嶺基面的中央；特別是古褶皺山基



圖 38. 侵入和噴出的產狀和互相關係。

面的中央。岩基的上界常常是不規則的形狀，有時为穹、窿形。如果覆盖在岩基上面的岩層受到外力的破坏和毁坏時，岩基便可出現，露出地面。

未發育成熟的火山中的岩漿沿着裂縫或沿筒狀管上升到沉積岩上層並在那裏溢出時，便發生凝結，因此便達不到地表，成为麵包形或蘑菇狀，这叫做岩盤。岩盤之上的岩層常常隆起或膨脹为穹窿狀；岩盤之下的岩層接近水平。这裏有岩漿沿以滲透的管道。岩盤有的單独存在，有些一个个聚在一起，或一層層成羣存在的。岩盤不同於岩基。兩者的形狀不同，岩盤較小，並且較接近地表。由於地面剥蝕①常使岩盤露出地表，我們对於岩盤也能够更好地進行研究。岩盤具有下面的边界，並有細管与岩漿源相連接，这是与岩基的主要不同之點。

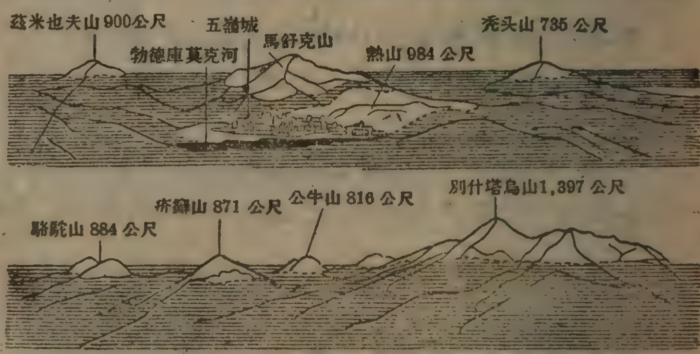


圖 39. 五嶺城附近的岩盤。

岩盤的典型例子乃是突起在北高加索五嶺區（Пятигорский район）比較平坦的地表上孤立的山嶺羣：如别什塔烏山(Бештау)、鉄山（Железная гора）、廢墟山（Развалка）、庫馬山（Кума）、兹米也夫山（Змиевая гора）、野猪山(Кабан)、疥癬山（Шелудивая гора）、駱駝山(Верблюд)、公牛山（Бык）、馬舒克山(Машук)等。克里木南部海岸也有岩盤：如阿尤達格（Аю-Даг)、卡斯切里（Кастель)、胡尔卡(Хурка)等（圖 39，圖 40)。



圖 40. 别什塔烏岩盤(傑米亞諾夫攝)。

① 剥蝕是指地殼上岩石破坏的过程和把大部分破坏物搬运到較低的水平的过程的總和。

礦脈和岩脈是当岩漿充滿地殼裂縫時所形成的岩漿岩產狀。礦脈和岩脈的各种不規則形狀多多少少受到兩側平行面的限制。由於剝蝕作用和冲刷作用而露出地面的礦脈好像牆壁一样，而岩脈却像古代建築的廢墟一样。

§ 70. 噴出过程

与熔岩（岩漿）流出地表有關的一些过程叫做噴出过程。由於露出地表的熔岩可以直接观察，所以噴出过程在許多方面都比侵入过程更便於研究。熔岩本身的流出与伴隨發生的一切現象叫做火山噴發。凡地表上有熔岩、熱气、蒸汽和岩石的碎片直接噴出的地方叫做火山。

地表噴發可分为三种：

a）塊狀噴發或區域噴發，这是由於廣大區域熔化的結果。

б）裂縫噴發或線狀噴發。

в）中央噴發，係沿着个別窄狹的管道噴發，管道在地表形成圓錐狀的高地，即具有火口的火山。这是火山最微弱的噴發形式，但現在分佈最廣。

塊狀噴發（區域噴發）是人們所不易看到的。这种形式大多數出現在地球生命的較早期，当時地殼很容易被上升的岩漿所熔化，上升的岩漿可以在地表上形成廣大的覆盖層和熔岩流。

裂縫噴發分佈得也不廣，並且在歷史時期也很少出現。地殼上形成的裂縫有時長達若干公里，熔岩由裂縫中流出，向四面八方流散，形成連續不斷的熔岩層，或形成山脊。同時熔岩常常是基性的和液体的，並且缺乏气体，因而噴發的形式是平靜的，不伴隨着爆發現象，而且不会形成堆積的圓錐体；不过有時圓錐体在噴發的裂縫上構成鏈形。例如 1783 年当冰島南部的拉卡火山（Лака）噴發時，由 24 公里長的裂縫中流出地表的熔岩有 12 立方公里以上，覆盖了 600 方公里的面積。

在过去地質時期当裂縫噴發佔統治地位時，它們在地表分佈得較廣。苏联領土上古代噴發分佈最廣的地區是中西伯利亞台地和亞美尼亞高地。古代火山噴發（暗色岩）在中西伯利亞台地的分佈面積計为 1,500,000 方公里。这裏的暗色岩是經由廣大的裂縫網噴出的。这些裂網割裂了西伯利亞地台。

亞美尼亞火山高地的內部充滿了第三紀和第四紀噴出的安山岩和玄武岩的熔岩。这裏的熔岩層約佔 50,000 方公里，而總体積約達 8,000 立方公里。

熔岩平原在地球的地形中起着重大的作用。除了上述的火山高原外，由於裂縫噴發在地表上形成的熔岩平原計有：印度的德干高原，西伯利亞平原，埃塞俄比亞平原，巴他哥尼亞平原①、愛尔蘭平原，冰島平原，法蘭士約瑟夫地平原等。

中央噴發是目前火山現象佔統治地位的一般形式。中央噴發的主要特徵是窄狹的管道，即火山管，一切火山產物都是通过这裏噴到地表。管道的上口大部分是漏斗形，这裏便称为火山口。經过一次或若干次噴發後，火山口周圍便出現了由岩石碎片、灰和凝結的熔岩等構成的火山錐（参考圖 38）。

① 譯註：在美洲南端。

中央噴發主要地是由兩种基本類型的火山構成的：盾狀火山型，卽同源火山型，和層狀火山型，或層火山型。

盾狀火山是在液体的(基性的)容易流動的熔岩噴發時產生的。这种熔岩常常是源源不絕地流出，並且当冷却時火山口周圍便形成坡度很緩的穹地(盾)，傾斜度不超过 10°。盾狀火山的中央是火山口，火山口周圍是垂直的牆壁；火山口有時很大，直徑達 20 公里。在停止噴發期間，这些火山的火山口中便形成熔岩湖。当熔岩的水平發生变化時，火山口的內壁便留下階地。現在地球上典型的活的盾狀火山很少，在冰島、夏威夷羣島和玻里尼西亞的其他羣島上还可以遇到。

分佈最廣的火山型是層狀火山(層火山)，它的噴出物主要是酸性黏滯熔岩和大量的疏鬆物質：火山灰、火山礫和火山彈。这些火山噴出物在火山口周圍堆積成高聳的、層狀構造的圓錐体，圓錐体的頂端是截头形。这些火山熔岩和噴出物形成的疏鬆岩層由圓錐体的中央向边緣傾斜。層狀火山圓錐体的高度很大；其中有許多升高到雪線以上，山頂覆盖着很厚的万年冰雪(圖 41)。



圖 41. 厄尔布魯士死火山(5,633 公尺)(傑米亞諾夫攝)。

岩漿的化学成分以及岩漿的物理狀态——噴發時的熔度、較大或較小的黏度——对於噴發的性質有很大的影响。根据这个原則，噴發可分为若干類型，其中每个類型均具有其本身的特徵。

§ 71. 火山的類型

具有鍋形火口(маар)型火口的火山是原始噴發階段所形成的原始火山。这些火山通常沒有火山錐，並且一个火山只由一个火山口組成的。火山口不是突出到周圍地表以上，而是下降为漏斗形的凹地。当气候濕潤時，这裏便充滿了水而形成湖泊。沿着这些漏斗的边緣有時可以看到由凝灰岩或火山灰与非火山岩碎片夾雜物形成的小堤。鍋形火口的形狀是圓的或橢圓的。大小不等，直徑由 200 到 3,500 公尺，深度由 60 到 400 公尺。在下列的地區都有这样的火山：愛非耳山脈(拉赫尔湖等)①、奧徽尼山脈(Оверонь)②、墨西哥、南非的金伯列(Кимберлей)附近、尼加拉瓜、爪哇、新西蘭、加那列羣島。

盾狀型火山的特點是：圓錐体的傾斜度很緩和，具有特別大的湖形火山口。最典型的噴發基性岩盾狀火山是在夏威夷羣島上。其中最著名的是冒納罗亞火山(Мауна-Лоа)和基劳亞火山(Килауэа)。冒納罗亞火山口的直徑为 2.5 公里，基劳亞火山口寬 2.5 公里，長約 5 公里。这种類

① 譯註：在德國。

② 譯註：在法國南部。

型的火山口从来不是漏斗形,常是寬廣而平坦的凹地,裏面充滿了沸騰的熾熱液体熔岩。熔岩時而上升,時而下降,並常常由充溢着熔岩的火山口边緣或裂縫溢出,源源不絕地像水流一样沿着斜坡向低处集中,形成了眞正的熔岩巨流。

这种火山大部分是由一种熔岩構成的,沒有噴發的疏鬆物,同時永远不会形成圓錐形,而是坡度緩和的穹窿形,傾斜度不超过 10°。

現在盾狀型火山比較少,在过去地質時期却分佈很廣。

§ 72. 斯特朗波里型火山

这种類型的火山的典型例子是斯特朗波里火山,它位於西西里島以北的利帕里羣島上。这个經常活動的火山具有独特的特徵。它高出海面 926 公尺,像一个正圓錐形的小島,周圍环繞着一团蒸气。火山錐由深海底部上升到 3,000 公尺以上,火山的水上部分只是整个大火山錐的頂部。火山口深 100 公尺,直徑 580 公尺;它位於山頂以下 300 公尺附近。斯特朗波里火山不產生劇烈的噴發,但不断經过火山口底部的特殊孔道(噴口)週期地活動。常常有熔岩从这些孔道流到火山口中,熔岩表面經常隆起和破裂。同時还噴出大量的蒸汽。蒸汽中帶有熾熱的熔岩团和火山岩滓塊,並且把它們向上拋到很大的高度。这种爆炸具有節奏性,大約每經 1—20 分鐘發生一次。大多數的火山彈都又重新落到火山口中。这种現象夜間由远处观望非常美麗。每一次爆發時都噴出發火焰的熔岩,鮮紅的火焰照耀着蒸汽形成的雲霧;火光初則漸漸發白,但經过幾分鐘後又重新恢復了原來的鮮艷顏色。因为火光向四面八方照耀得很远,所以斯特朗波里火山又叫做"地中海的灯塔"。有時熔岩充滿火山口並由火山口中流出,沿着火山錐的斜坡流下,同時,凝結了的岩塊由於互相碰撞和互相摩擦而發出特殊的响声。熔岩流不太大,並且常常集中在一个斜坡上;每当斜坡較緩時,熔岩流便停止流動,其所覆盖的地區不像盾狀火山熔岩那样大。

§ 73. 伏耳卡諾型火山

这种火山熔岩的特點是:黏度很大,凝結得很快;因此当噴出時有時堵塞管道,从而引起許多劇烈的爆發,粉碎了噴發物。这种粉碎的固体物質这样也可以形成火山錐。这种類型的火山之最顯著的例子是伏耳卡諾火山,它位於西西里島以北的利帕里羣島。这种火山的熔岩流很少,不像斯特朗波里型火山那样多,並且流動得很慢,而且也無响声。冷却時形成褶皺狀的表面。

最後,还有一种噴發型,卽彼列(Пеле),或彼列型。其熔岩很黏,常常凝結在出口上,因而堵塞了火山口。噴發時以爆發的形式進行,並噴出沉重的熾熱气体。这种气体不是向上升,而沿着山坡向下滾動。这种火山的典型例子是馬丁尼克島(о. Мартиника)上的蒙彼列(Мон-Пеле)火山。1902 年該火山噴發時,由火山口中爆發出一个高達 200 公尺的熔岩柱,並噴出由熾熱气体形成的烏雲,当烏雲沿着山坡向下滾動時,把聖比艾城(г. Сен-Пьер)燒光了,其中的 30,000 居民全部死难。

火山的噴發在其歷史过程中常常不屬於同一類型。通常每一次的噴發要依次經过幾个階段。卽以最近一次的維苏威火山噴發为例,当初是斯特朗波里型,後來是伏耳卡諾型。苏联的堪察加

火山——克留契夫火山(Ключевская сопка)和阿瓦慶火山(Авачинская сопка)等——也是这样。同是一个火山，有時在某一个平靜時期以後只出現爆炸式的活動，有時出現多多少少强烈的噴發，並伴隨着熔岩的流出。

海底形成的海底火山並不是特殊的類型。它也像陸地火山一样，可以噴出熔岩，並拋出固体和气体產物。由火山噴發的疏鬆物所形成的堆積很快便被海水破坏，並被洋流帶到远处，与普通的海洋沉積混合在一起。

§ 74. 泥火山

泥火山或小泥火山的形狀是不高的圓錐形丘陵，高度不超过 400—500 公尺，頂部有孔，裏面可以分出各种气体，並週期地噴出液体泥濘。泥火山可分为兩种。第一种的特點是：溫度經常很高，形成大量的水蒸汽，缺乏碳氫化合物。这种泥火山僅出現在火山區，通常位於活火山的山麓或与活火山相隣，並处於依賴地位；实际上泥火山正是气体的出口处，不过这裏偶而要通过黏土層和火山灰層。冒出的水蒸汽使这些物質变軟，並使之变为泥濘。

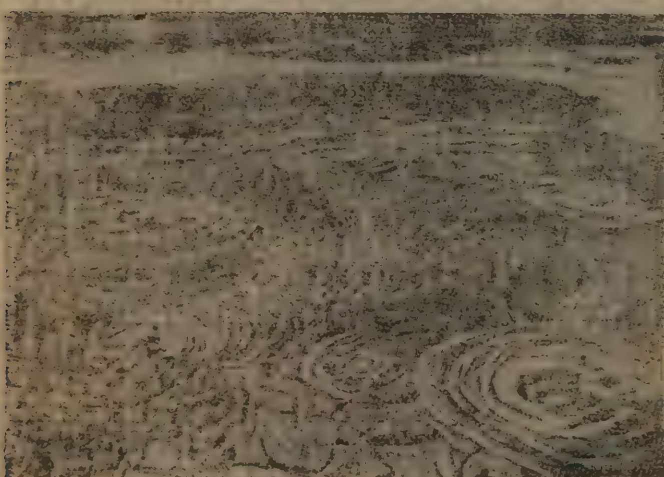


圖 42. 噴發後的布尔加納克泥火山。開赤半島(費尔斯曼攝)。

第二种泥火山与眞正的火山沒有任何關係，它能分出大量的碳氫化合物，而且溫度較低。这种泥火山常常出現在石油產地附近。它的噴發力有時很大，常常溢出液体泥流。气体衝破这种泥濘到了表面時形成气泡，气泡破裂時帶有响声，把泥濘拋向四面八方。这些衝出的气体常常燃燒，並形成很高的火柱。苏联的泥火山是在阿普舍隆半島(Апшеронский полуостров)①、克里木、開赤半島(Керченский полуостров)、塔芒半島(Таманский полуостров)②等处(圖 42)。

§ 75. 火山熄滅階段

火山活動達到最大的强度後便逐渐削弱。火山熄滅过程可以延長到數百年或數千年。熄滅着的火山活動具有許多特殊的現象。当火山停止噴發後，火山器官的各个地方还繼續發出蒸汽和溫度達數百度的气体。这些噴出气体的地方叫做**噴气孔**。根据溫度和成分可把噴出的气体分为以下四种：甲)500°的乾燥灼熱气体；乙)溫度達 500° 的酸性气体，能排出鹽酸、亞硫酸与水蒸汽的混合物；丙)主要含有氯化銨的氮，溫度略高於 100°；丁)溫度低於 100° 的气体，可以排

① 譯註：在裏海西边。
② 譯註：均在黑海。

出少量的二氧化碳和硫化氫以及大量的水蒸汽。

当火山進一步熄滅,溫度下降,不再排出許多气体時,噴气孔便过渡到下一个階段——硫質噴气孔。

硫質噴气孔階段的特點主要是排出硫磺蒸汽和硫化物。这个階段的名称來自意大利古火山"硫質噴气孔",該火山現在仍符合於火山活動熄滅階段的这个名称。

当熄滅的火山处於硫質噴气孔階段時,其周圍的地區常常形成大量的熱泉,特別是硫磺泉。

溫度再降低,便進入火山熄滅的最後階段,卽碳酸噴气階段,因为这時只排出二氧化碳。隨着碳酸噴气活動的停止,火山的有形活動便消滅了,只留下熱泉的活動形式。

火山活動熄滅階段的各种現象在苏联的許多地方都可以看到。例如在鉄水城(Железноводск)、五嶺城(Пятигорск)、葉辛圖基(Ессентуки)、基斯洛伏得斯克(Кисловодск)① 等地附近都有許多各种各样的礦泉,这些礦泉都具有治病的特性。五嶺城附近大部分是硫磺溫泉,在鉄水城是含鉄質的泉和碱性泉,在基斯洛伏得斯克是碳酸泉。这些礦泉幾乎都是高加索山脈过去火山活動的遺跡,厄尔布魯士和卡茲貝克等死火山便是火山活動的証据。

地球上死火山的數目比活火山的數目要多許多倍。通常認为活火山是那些在歷史時期曾經噴發的火山。地球上活火山的數目很难確定,因为我們有時不能肯定所研究的究竟是活火山还是死火山。此外还有一个原因,就是还沒有把一切的火山區都進行充分的研究。根据最近的材料,地球上共計約有 480 个活火山。

§ 76. 火山的地理分佈

火山在地表的分佈具有一定的規律性,但同時也是很不勻称的。在大多數情况下,火山均產生在地殼的一定構造地段,並成羣地排列在断口和裂縫附近。在火山分佈圖上可以看到:有些地區火山很多,而另一些地區,如俄罗斯平原、西西伯利亞和澳洲的大部分地區等却完全沒有火山。同時也应当指出:火山大部分是在北半球,特別以赤道帶最多。同時,480 个活火山之中有 80% 位於太平洋,其餘的主要位於印度洋和大西洋區。太平洋周圍的火山形成一个"帶",叫做太平洋火山环。

地中海地帶也有大量的活火山和死火山。这个火山帶由中美經过安的列斯羣島、亞速尔羣島、加那列羣島和綠角羣島到地中海和南歐。再往东,在高加索區、阿刺伯和印度都有火山現象。更往东是火山發源地孟加拉灣、大巽他羣島和小巽他羣島。

苏联許多地方都有火山。在大高加索和亞美尼亞台地,粗面噴出岩和玄武岩的噴出岩石得到大量的發育。在大高加索可以看到若干个大的死火山。其中最大的是厄尔布魯士火山(5,633 公尺)(圖 41)和卡茲貝克火山(5,043 公尺)(圖 43)。外高加索的許多火山位於亞美尼亞台地。其中最著名的阿拉加茨火山[Арагац,卽"雜色山"(«Пестрая-гора»)],高達 4,100 公尺,頂上有一个很大的火山口,火山口裏面有好幾个湖泊。

① 譯註:以上都在高加索北部。Кисловодск 卽酸水城。



圖 43. 卡兹貝克死火山(傑米亞諾夫攝)。

苏联具有活火山的火山區——千島羣島和堪察加的东南部——目前引起很大的注意。根据B.И.弗洛達維次(Влодавец)最新的統計,堪察加計有13个活火山,9个正在熄滅的火山和158个死火山。其中最著名的是:施維盧奇火山(Шивелуч,3,298公尺)和克留契夫火山(4,861公尺)。後者是世界上最大的火山之一,是陸地上最高的火山錐,形狀非常規則。

由堪察加向西南,火山帶延續到千島羣島,那裏計有30多个活火山和大量的死火山。

根据对火山地理分佈的研究,火山的分佈區通常是窄狹地帶,同時火山与地殼裂縫具有密切的联系。火山之所以鄰近海岸或島嶼,是由於大陸和海洋的边界最容易形成裂縫。在大陸的內部很少遇到火山;即令有火山,也只是位於大的断口附近。

由此可見,地球上火山作用的出現無疑地与移位同断裂具有密切的關係。換言之,火山作用、地震和造山作用不过是地殼运動統一过程的各种相互联系和相互制約的表現。

關於礦物和岩石的概念

§77. 地殼的組成(岩石圈)

我們研究所能及的地殼是由岩石組成的,而岩石是由一种或幾种礦物結合而成的。現在所知道的礦物約有3,000种,然而这些礦物在岩石圈構造中和在人類生活中的意义不尽相同。

礦物也像任何一种物質一样,是由化学元素組成的。現在所知道的化学元素約有100种。这些元素也是構成地球的那些物質,顯然也是構成整个宇宙的物質。

然而並不是一切元素都同样地参与岩石圈的構造。圖44所画的圖解指出各种元素在地殼的化学組成中的意义極不平衡。由圖中可以看到:地殼主要的質量——約佔98%——是由九种化学元素構成的,其餘的83种元素僅佔2.0%。

由於在地殼中完成的自然化学反应而產生的任何一种物質,如果在物理上和化学上完全或差不多是均一的構成(或均質)時,这种物質便叫做礦物。

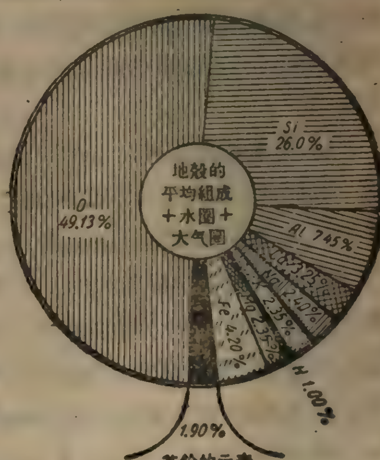


圖 44. 地殼組成百分比。

根据物理狀态，礦物可分为固体礦物和液体礦物。大多數的礦物都是固体狀态。固体又分为結晶体和非結晶体或非晶質体。結晶礦物在外形和物理性質方面都与非晶質礦物不同。液体狀态的礦物在自然界非常少。最後，从上述定义出發，礦物也可能是由化学过程形成的任何一种天然气体，例如由地殼裂縫中排出來的碳酸气和硫礦气等，也可以叫作礦物。

礦物体可能是由無机物形成的，也可能是由有机物形成的。無机物形成的礦物質是由直接与地殼相联系的物質(熔解質、水溶液、蒸汽、其他各种气体等)經过地球化学过程產生的。有机物形成的礦物体是由有机体(動植物)生命活動所引起的物質形成的。

屬於礦物体的还有宇宙起源体，即宇宙物質，或由星际空間落到地表的隕石。

大多數的礦物都不常看到，僅有不多的幾种礦物(數十种)形成大的積聚，这便是造岩礦物。由造岩礦物積聚而成的物体叫做岩石。礦物的化学組成可以化学公式表示，而岩石則寧可看作是常常由各种礦物組成的物理混合物。

由一种礦物積聚而成的岩石叫做簡單岩石(例如大理岩，結晶石灰岩)。反之，複雜岩石是由幾种礦物結合(常常是一定的結合)而成的岩石，例如花崗岩便是由長石、石英、雲母、角閃石組成的。

人類可以利用的礦物和岩石叫做有益礦產。

§ 78. 岩漿的一般概念

岩漿是熔解的物質，它位於地球的內部，大部分由矽酸鹽構成，常常充滿着水蒸汽和气体。岩漿流出地表並失掉大量的气体和水蒸汽後便叫做熔岩。

岩漿是形成地表所看到的一切礦物和岩石的源泉。对於地球內部的岩漿，我們不可能直接進行观察。因此我們根据观察噴發的岩漿而得到的關於岩漿本質的概念不能完全地無条件地搬到地球內部去。在地球內部的物理条件下，一切化学化合物都应当分解为原子。地表的压力較低，所以隨着接近地表化学化合物便重新形成。根据化学組成，可分为酸性岩漿和基性岩漿，前者富於矽酸，後者矽酸含量較少。

§ 79. 礦物的物理特性和化学特性

礦物具有非礦物体所具有的一切物理特性。据確定：一定的礦物都具有着一定的一系列的物理特性。確定了物理特性以後，便可以鑑定礦物，即比較正確地確定礦物的化学組成，不必用实驗的方法進行化学分析。

礦物的主要物理特性(和鑑定礦物有關的)計有：硬度、脆性和展性、断口和解理的性質、顏色、条痕的顏色、光澤、熔度、磁性、比重、構造(結晶構造，非晶質構造)。除了上面的特性外，礦物还有一些特殊的特性：光学特性、鑤琴射線的特性、电学特性等。这些特性可藉複雜的儀器和特殊的礦物薄片來進行研究。

礦物的硬度乃是很重要的鑑定特徵，因为各种礦物的硬度都不相同；而相同的礦物，其硬度多多少少都是一样的。硬度可以理解为礦物对於机械作用——擦、鑽、磨、压等——抵抗的程度。

硬度可分为主動的和被動的兩種。摩擦另一个礦物的礦物具有主動硬度，而被摩擦的礦物具有被動硬度。確定硬度可利用硬度等級表。硬度等級表係由十种礦物組成，这些礦物是按照其硬度增長的程度選定的。但使用这种等級表時，必須注意到：表中选擇的礦物完全是假定的。虽然这个表在实际上也很適用，但進行更精確的研究時，便会發現它的等級是很不均等的。

在計算硬度等級表中各种礦物的相对硬度時，A. K. 鮑尔迪烈夫(Болдырев)得到了以下的結果。(他把石英作为标準單位，假定它的硬度为 7，即等於它在表中的順序号)：

1. 滑石……………………………………0.002
2. 石膏①……………………………………0.1
3. 方解石……………………………………0.3
4. 螢石……………………………………0.3
5. 磷灰石……………………………………0.5
6. 正長石……………………………………2.2
7. 石英……………………………………7.0
8. 黃玉……………………………………10.0
9. 剛玉……………………………………58.0
10. 金剛石……………………………………S,167.0

在野外工作時，常常利用所謂“**硬度的代替物**”來代替上列礦物。这些用以代替硬度等級表中礦物的东西是：

軟鉛筆——相当於 1(滑石)
指甲——相当於 2—2.5
銅元——相当於 3—4
玻璃——相当於 5(磷灰石)
鉛筆刀——相当於 6(正長石)
錐子——相当於 7(石英)

这些东西用於鑑定最常見的礦物是完全够用的。

脆性和展性 凡是用鎚擊可以破成碎塊和摩擦時產生細小粉末的礦物叫做脆礦物。凡是用鎚擊而成为扁形，边緣成圓形，摩擦時不產生粉末，僅在表面上留下光輝痕跡的礦物，叫做展性礦物。

礦物的**断口**与其內部的構造具有密切的联系，構造可以决定每一种礦物在破碎和分裂時断口表面的形狀。

結晶構造的礦物通常沿一定的平面分裂。例如根据雲母破裂成薄片的特性可以很容易地辨認出它來。断口可分为以下幾种：

1) **貝殼狀断口**，好像貝殼的內部表面；
2) **參差狀断口**，在断口表面形成尖銳的枝狀，例如角閃石、燧石、褐鐵礦等；
3) **鈎狀断口**，在許多礦物的表面上具有不規則的鋸齒；
4) **粒狀断口**，例如大理岩的表面；
5) **土狀断口**，表面粗糙，可以破裂成小的土狀微粒，例如[illegible]、高嶺土等；

① 譯註：原文为石鹽([illegible])，但一般礦物硬度表用石膏，此处當係排印錯誤，特改。

6) 平坦断口，例如磁鉄礦(магнетит)；

7) 不平坦断口；

8) 碎片狀断口。

礦物的顏色很不一致；即令是一种礦物，其顏色也常常不同。因此在鑑定礦物時，顏色是次要的特徵。鑑定顏色時，最好观察新鮮的断口，因为許多礦物的顏色由於水和空气的影响很快地便改变了。礦物可分为以下幾种基本顏色：白、黃、紅、綠、藍、灰、褐、黑。鑑別顏色時常与別的东西進行比較。例如，乳白、錫白、麥黃、銅黃、宝石綠、鉛灰等。

除了整个礦物体的顏色以外，礦物的表面还常常具有添加的色彩，有時甚至由幾种顏色構成，呈現斑雜的顏色。这一种現象叫做变色(побежалость)。变色可以使礦物的基本顏色失眞，常常至於完全無法辨認的程度。

条痕的顏色或簡称为"条痕"，是指礦物細粉末的顏色。許多礦物由塊狀变成粉末時要改变顏色。这种特性在鑑定礦物時具有決定性的意义。为了得到粉末，通常用礦物在未上釉的瓷板上(即所謂素瓷)劃上細道，於是所試驗的礦物便在瓷板上留下某种顏色的条痕。例如銅黃色的黃鉄礦產生黑条痕，褐色的赤鉄礦產生櫻桃紅色的条痕。

光澤大多數的礦物都有光澤。这种性質是由於光从礦物体表面的反映，这也是鑑定礦物時的主要特徵。

在礦物中有一些礦物具有金屬光澤和半金屬光澤礦物組，可以根据这种礦物的表面具有某种金屬光澤來辨認它們。屬於这种礦物的計有：黃鉄礦、錫、磁鉄礦、石墨等。

大多數已知的礦物都屬於非金屬光澤的礦物。这种礦物的光澤通常可分为六种：

1) 玻璃光澤，好像玻璃的光澤，例如石英、方解石、黃玉、長石、石膏等；

2) 金剛光澤，强烈的燦爛光澤，例如金剛石、閃鋅礦、辰砂等；

3) 類金剛光澤，介於玻璃光澤与金剛光澤之間；

4) 珍珠光澤，具有閃爍的暈色，好像許多貝殼內部表面的光澤一样，常常在解理的平面上可以看到，如石膏、方解石、雲母、滑石等的某些变种；

5) 絹絲光澤，好像絹絲的光澤；这种光澤是由於礦物的細纖維狀構造所引起的。例如纖石膏、石棉、孔雀石、透石膏、某些褐鉄礦等；

6) 脂肪光澤，好像用油塗抹过的油質表面一样，例如霞石或自然硫磺等。

熔度　凡礦物加熱時能变为液体的能力叫做熔度。一般說，一切礦物都具有这种特性。熔度可以藉吹管來確定。在 H. K. 拉祖莫夫斯基(Разумовский)製定的五級熔度等級表中，礦物根据其熔解的精確溫度分为下列五种：

1) 很易熔礦物……………………熔點由 100°到 700°；
2) 易熔礦物……………………熔點由 700°到 1,100°；
3) 可熔礦物……………………熔點由 1,100°到 1,300°；
4) 难熔礦物……………………熔點由 1,300°到 1,500°；
5) 很难熔礦物……………………熔點 1,500°以上。

磁性　具有磁性的礦物可以被磁鐵吸引，或者它本身就是磁鐵，能吸引鉄屑和小的鉄製物件。自然界的磁性礦物很少，因此这种特性是非常重要的鑑定特徵，因为当我們發現礦物具有磁性時，便可以立即正確地確定它是磁性礦物。

比重是表示某种物質的重量与其同体積的水（溫度在 4° 時）的重量之比。在課本和参考書中，物質的比重通常用数字來表示。在野外鑑定礦物的比重時是在手中作近似的估計，把它列入輕的、中等的或重的一類。

§ 80. 礦物的化学特性

礦物也像任何一种物質一样，是由化学元素組成的。因此，任何一种礦物都决定於它所含的化学元素，即決定於它的化学成分。这裏要涉及對礦物化学性的兩种現象：同形現象和多形現象。

同形現象　礦物的化学成分不同，但其結晶的形狀相同，这种現象叫做同形①現象。

多形現象（多形性）　化学成分完全相同的兩種或多种礦物在化学特性和物理特性方面都顯然互不相同，这与同形現象恰恰相反，叫做多形②現象。金剛石和石墨便是多形現象的典型例子。这兩种礦物都是由碳構成的，但兩者之間却有顯著的差別，兩者結晶的形狀也各不相同。金剛石具有最高的硬度—10，石墨具有最低的硬度—1。金剛石的比重为 3.5，而石墨的比重为 2.2。

§ 81. 礦物的分類

自然界現在已發現的礦物約有 3,000 种。常常遇到的有 500 种，其中参加地殼上岩石形成的礦物只有不多的幾种。大約有 20—25 种最常見的所謂造岩礦物構成了地球上整个岩石的 90%。但在人類生活中具有重大意义的不僅是具有廣泛分佈的礦物，而且也有許多稀有礦物。稀有礦物在現在的生產中也具有非常重要的意义。

礦物分類的基礎是它的一般的和基本的特性，即化学成分。根据这一特徵，一切礦物可分为下列幾類：

1. 元素類——金(Au)，銀(Ag)等。
2. 硫化物類——辰砂(HgS)，黃鉄礦(FeS_2)等。
3. 氧化物類——水(H_2O)，石英(SiO_2)等。
4. 水合氧化物類——褐鉄礦($2Fe_2O_3\cdot 3H_2O$)。

含氧酸鹽類(最大的一類)計有：

5. 矽酸鹽類，例如正長石($KAlSi_3O_8$)。
6. 碳酸鹽類，例如方解石($CaCO_3$)。
7. 硫酸鹽類，例如石膏($CaSO_4\cdot 2H_2O$)。
8. 硝酸鹽類，例如硝石($NaNO_3$)。

---

① 譯註：或称類質同像。
② 譯註：或称同質異像。

9. 磷酸鹽類，例如磷灰石[$(CaF_2)Ca_3(PO_4)_2$]等。

10. 鹵化物類，例如石鹽($NaCl$)等。

11. 有机生成礦物類——石油、煤等。

§ 82. 岩石

岩石是地殼上大量的固体物質，是各种礦物的總和。然而礦物構成岩石並不是任意的組合，而是具有一定的相互關係。因此，每种岩石在成分和結構上都具有一定的永恆性，也就是說，在不同的地方和不同年齡的沉積中所遇到的同一种岩石都保有同樣的特徵。这样，每种岩石在地殼的構造中多多少少起着重要的作用。一切礦物質的岩石都是由於某些地質过程形成的。如果岩石是由於这些过程而形成的，这些过程就叫做造岩过程。造岩过程和地質过程的一切總和可歸結为三种基本類型：火山作用，剝蝕过程和位移过程。根据这三种形成岩石的地質过程，又可以把岩石按成因分为基本的三种：岩漿岩①，沉積岩和变質岩。

§ 83. 岩漿岩

第一种岩石是岩漿岩。从生成的观點來看，它可以叫做原生岩石。岩漿岩是由於熔解的岩漿凝結而成的。它具有結晶構造，沒有層理，也不含有動植物的殘体，因为它是在高溫的条件下形成的，这些都和沉積岩不同。岩漿岩的岩体常常是粒狀結構，或玻璃狀結構。这种岩石也叫做結晶岩和塊狀岩。

岩漿岩中可分为深成岩(侵入岩)和噴發岩(噴出岩)。侵入岩是由於岩漿在地殼深处(即侵入)凝結而成的。噴發岩是由於熔岩噴出到地表而成的。这些岩石形成的条件也決定了岩漿岩結構的性質。如果岩漿在深度很大、压力很大的地方凝結時，由於在那裏凝結得很慢，便形成了大的結晶体。这样產生的岩石便是整塊等粒狀岩塊，好像結合起來的晶体。这种結構便叫做全晶質結構。花崗岩便是这种深成岩的例子。

花崗岩是散布最廣的岩漿深成岩。它是由長石（通常是正長石）、石英和雲母構成的。其中也可能有普通角閃石。花崗岩的顏色主要地以長石的顏色为轉移，因为長石是花崗岩的主要組成部分。

当熔解質以熔岩的形式噴出地表然後凝結時，情形便完全不同。因为熔岩在地表凝結得很快，於是或者变成凝固的多孔性物質，好像是煤渣一样，或者是变成玻璃狀的物質，即所謂火山玻璃，或黑曜岩。这些噴出岩，或者說是凝結的熔岩，是非晶質或微晶質結構的石塊。噴出岩中常常不形成大的晶体，因为地表上噴出的熔岩凝結得很快，而晶体的生長却需要較多的時間。

由此可見，每种岩漿岩都是由大小不等的顆粒構成的，或者是由玻璃質構成的。但是有些岩不具有由深成岩到噴發岩的过渡特徵。其所以形成这样的岩石，是由於岩漿是分兩次凝結的。当

① 譯註：或称火成岩。

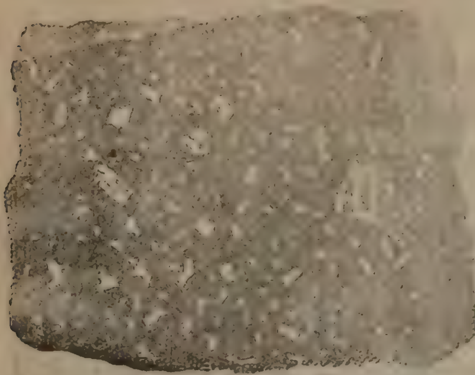


圖 45. 斑狀結構。

岩漿上升時，可能被阻[illegible]深度，在那裏局部地長成了很大的晶体。後來岩漿還沒有凝結完畢便噴出地表，這時岩漿其餘的部分由於冷凝得很快而变成玻璃狀物質，而其中以前在深处形成的大晶体分别被玻璃質包住，好像鑲接在裏面一样。这种結構与等粒結構不同，叫做**斑狀結構**(圖 45)。

除了區別岩漿岩的構成条件外，还应当區别其化学成分的特性。在这一點上，岩石中所含氧化矽(SiO_2)的數量起着決定性的意义。根据所含氧化矽數量的多少，岩漿岩通常可分为五种：

岩石的种類	百分比
超酸性岩	75%以上
酸性岩	75--65%
中性岩	65--55%
基性岩	55--45%
超基性岩	45%以下

酸性岩顏色比較淡，比基性岩輕些，難熔化，富於鉀和鈉，缺乏鉄和鎂。反之，基性岩的比重較大，易熔化，顏色較暗。

同是一种岩漿，由於冷凝的条件不同，便可能形成兩种不同的岩石：深成岩和噴發岩。最著名的岩漿岩是：

侵入岩(深成岩)	噴出岩(噴發岩)
花崗岩	流紋岩
正長岩	粗面岩
閃長岩	安山岩
輝長岩	玄武岩

上列岩石中，花崗岩和流紋岩屬於酸性岩；正長岩、粗面岩、閃長岩和安山岩屬於中性岩；輝長岩和玄武岩屬於基性岩。

引起沉積岩形成的过程

接近地表的岩石(特别是地表的岩石)都受到外部因素(水、冷熱的变化、各种有机体、人類經济活動)的影响。由於这些影响，岩石便发生各种各样的变化，这些变化主要地是破坏岩石和使岩石疏鬆，而为吹蝕作用和冲蝕作用准备条件。在上述外部因素机械作用和化学作用的影响下破坏岩石的地質过程叫做**風化作用**。

§ 84. 風化作用

風化作用可分为三种：[illegible]風化、化学風化和生物風化。这三种風化作用在自然界通常是密

切地互相联系着，它們乃是風化作用的統一过程（圖 46,47 和 48）。

岩石在外部因素的影响下發生机械的破碎或疏鬆現象叫做物理風化。这种風化作用主要是由於溫度的剧烈变化和岩石的裂縫和孔隙中有水凍結所致。屬於这种風化作用的是：植物根的机械作用，動物把岩石变疏鬆，耕田以及人類的其他活動等。

由於溫度的升降，岩石的表層有時膨脹，有時收縮。当溫度的升降不断地反復進行時，岩石上便出現了許多裂縫。这些裂縫当初只削弱岩石的堅固性，後來甚至破坏岩石。岩石破裂为大塊，大塊逐漸在同一过程的影响下粉碎为小的微粒。具有不同成分的複雜岩石（例如花崗岩）容易破坏，因为岩石的各种組成部分均具有不同的膨脹係數，因此当溫度發生变化時，特别是發生剧烈变化時，各組成部分的相互結合便很快地遭到破坏。



圖 46. 固体岩石物理風化的各个階段。

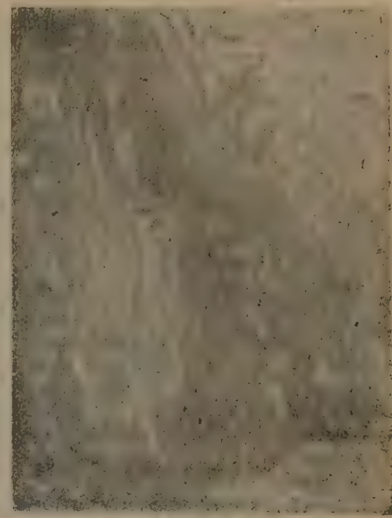


圖 47. 化学風化的結果。石灰岩地塊中喀斯特洞的進口（拉夫林涅夫攝）。



I II

圖 48. 固体岩石在植物根系的影响下發生破裂。

当岩石的裂縫中有水進入並週期地發生凍結時，岩石更容易受到破坏。因为在凍結時水以巨大的力量使岩石破裂，並促使岩石成为碎片。这种現象叫做冰凍風化作用。冰凍風化作用主要發生在溫帶和寒帶。例如喜賓山（Хибины）① 沿山坡形成了巨大的礫石堆積層，它們以石流的形式由山上滾下來，这便是冰凍風化作用所造成的。

風的活動是指風的破坏工作以及对風化疏鬆產物的搬运和推積。实現上述各种風的活動需要一个基本条件，即具有未被植物固定起來的疏鬆物。溫度的剧烈变化引起岩石表面强烈的机械破坏（物理風化）。破坏物以礫石堆或砂堆的形式堆積起來。这种堆積的疏鬆物也進一步受到風的作用。疏鬆物一層層由風化的表面吹掉，並为風所帶走。同時，对吹走的物質还進行着分选：特别小的（灰塵狀的）微粒比大的微粒搬运得更远些。

地表發生風化疏鬆物吹蝕过程的地區叫做吹蝕區或風蝕區。这些地區常常有各别岩塊和岩石在不同的部分受到不平衡的破坏，因此形成各种各样的奇形怪狀：柱形、人形、台形、蘑菇形；

① 譯註：在科拉半島。

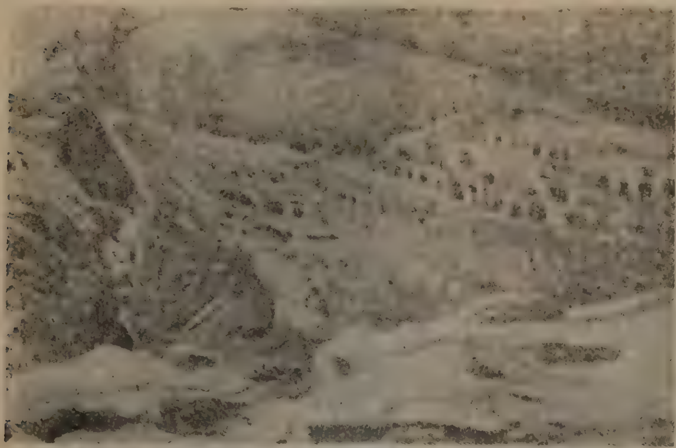


圖 49. 大波格多山紅砂岩上的風蝕表面（福尔莫佐夫摄）。

同時这些部分的表面变成蜂窩形（圖49）。同样的方法也可以形成窟洞(ниши)和窖洞(пещерки)，甚至於形成像基斯洛伏得斯克附近的門窗形透气窟隆（сквозные отверстия）（圖 50）。

風所携帶的砂粒在途中还進行附帶的工作，即磨打它們所碰到的物体表面。風的这种作用叫做風的磨蝕作用。

風所吹走的疏鬆物根据物質微粒的大小和風的强度被搬运到不同的距离，然後以風成層的形式堆積起來。有時風不能吹起砂粒，便使砂粒在地表滚轉，形成各种堆積的地形：堤、小丘等。有時这些砂粒形成特殊形狀的砂丘、新月砂丘以及其他的小丘和砂壠等。

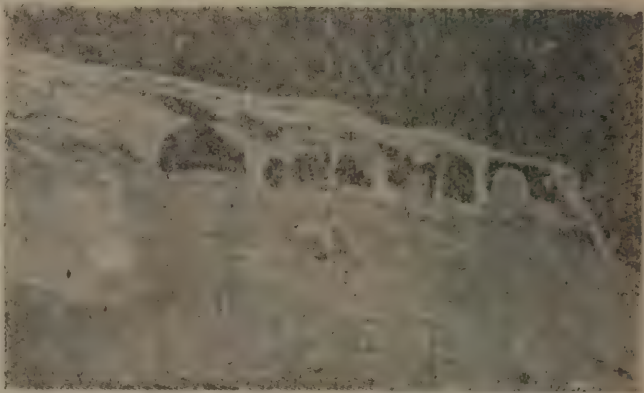


圖 50. 基斯洛伏得斯克附近的吹蝕窟洞和"山圈"（傑米亞諾夫摄）。

砂丘形成於海岸(或河岸)，高達 20—30 公尺，有時甚至在 50 公尺以上。新月砂丘的向風面坡度很緩，表面有風的波紋痕跡。反之，背風面的坡面很陡，其傾斜角達 45°。如果从上面向下看砂丘，則砂丘呈半月形或馬蹄形。砂丘隨着風吹的方向移動。

新月砂丘是沙漠形成物，它很像砂丘，但比較小(通常高 5—10 公尺)。在砂質荒漠中分佈較廣的是砂壠和形狀不規則的小砂丘，高達數十公尺。

§ 85. 化学風化作用

化学風化作用是指岩石的各种組成部分主要地被水溶解，水中包括溶解的气体、酸類和鹽類。後三种物質也是引起化学变化的作用力。这些物質起化学作用時，破坏並改变了組成岩石的礦物成分。透水岩石比不透水岩石較易發生化学作用。化学風化过程在可溶解岩石(石膏、石鹽、石灰岩、白雲石)中進行得特別緊張，由此我們可以明白为什麽能形成大空洞，並擴大为巨大的窖洞。關於这一點以後还要談到(見 § 184—譯者)。

除了直接的溶解外，水可以藉溶液和溶液的相互作用使礦物和岩石進行較複雜的多种多样的化学变化，这叫做複雜的風化作用。例如当花崗岩的主要組成部分長石進行分解時，鹼金屬的矽酸鹽变成碳酸鹽(углесоли)時，便發生淋溶作用，而矽酸礬土（силикатглинозема）或黏土使

是風化作用的最後產物。当矽酸礬土吸收兩个水分子時便成为高嶺土，高嶺土中常常有沉澱的氧化矽的堆積①。

§ 86. 生物風化作用

生物風化作用是動植物影响岩石的結果。有机体破坏岩石的作用可歸納为三种:物理作用，化学作用,以及物理作用和化学作用同時進行。例如，植物的根可以分泌酸，使岩石進行化学变化;同時植物的根在生長時由於在岩石中变粗和加深,便逐漸使裂縫加寬，進行机械的破坏。動物有机体在破坏岩石使其变成疏鬆物方面起着很大的作用。動物的活動主要是机械地破坏岩石。例如地上穴居動物(黃鼠、鼹鼠)、穿孔的軟体動物和蚯蚓等的作用便是这样。微生物在生物風化中也具有重大的意义。

總之，風化作用是各种外部因素的机械作用和化学作用改变岩石和破坏岩石的过程。風化作用的性質和强度在頗大的程度上決定於气候，因为气候在不同的地帶給予風化作用不同的特徵。例如，在兩極地帶大部分是物理風化，特别是冰凍風化，而在溫帶主要是化学風化。在乾燥和潮濕季節交替進行的地帶，乾季以物理風化为主，濕季以化学風化为主。在潮濕的熱帶,物理風化和化学風化同時緊張地進行。

除气候外,岩石的成分、產狀和組織对風化作用的过程和性質也有不小的影响。例如粒狀組織可以加速風化作用:岩石的顆粒越大,風化作用進行得越快,因为粒狀組織使水易於滲透,使裂縫易於形成。反之,片狀組織可以延緩風化作用,片理面越平坦越光滑,風化作用進行得越慢。

岩石的礦物組成也影响風化作用。容易溶解的岩石，如石灰岩、石膏、石鹽等，最容易風化。各种結晶岩進行風化的情形也不同。例如含長石的岩石比不含長石的岩石風化得快些。同時大粒土質又比小粒土質風化得快些。風化作用首先是在雲母与長石接觸的地方開始，因为这兩种礦物在受熱時具有不同的膨脹係數。因此,花崗岩塊最初分为个别的碎片,形成所謂小碎石。小碎石再分裂为小石和大砂粒。与此同時,还進行着化学过程，由化学过程形成高嶺土和氧化矽。高嶺土是粘土的開端,而氧化矽則是砂的開端。

任何一种岩石受到風化後歸根到底会產生三种風化產物的形式：1)停留在原地不動，为土壤形成的開端；2)溶解在水中；3)很少溶解在水中,但被水携帶到各处。

留在原地不動的風化最後產物叫做殘積層。如果風化產物由於重力、雨水或雪水（河床以外）的關係从風化高地的頂端向斜坡移動(即好像由上向下冲刷並在下部沉積),便叫做坡積層。如物質被水流帶到很远的地方並沉積在那裏,便叫做冲積層;冲積層又可分为古冲積層和現代冲積層兩种。

由此可見,地殼的表面由於風化作用的影响經常改变其面貌,並產生許多新的產物。这些產物正是沉積岩的基礎。

外力所引起的地質过程最後可以使地表趨於平坦：破坏並降低正地形，填補負地形。这些

---

① $2KAlSi_3O_8+CO_2+2H_2O=H_4Al_2Si_2O_9+K_2CO_3+4SiO_2$
(長石)　(高嶺土)　(碳酸鉀)　(氧化矽)

过程可分为三方面：破坏、破坏產物的移動和沉積。風化作用只進行的破坏，就是使整个地面岩石变成为疏鬆的和流動的、易於为重力、風、水、冰所搬运的物質。由原地把岩石的風化疏鬆產物移開，並把它帶到最後能够进行沉積的較低水平，这种过程叫做搬运，即剝蝕作用中的一个过程。

剝蝕作用在地殼的生活中具有特殊的意义。它是形成地表上許多新岩石和新地形的前提。破坏和搬运是互相联系的，因为在搬运時岩石的破坏仍在繼續進行。有時由於被搬运的物体互相摩擦，由於物質与其所接觸的地表相摩擦，破坏作用乃更为加強。此外，搬运可使新的岩石暴露出來，使風化作用繼續進行。

搬运作用与沉積物形成过程也具有密切联系。沒有鬆散便沒有搬运；沒有搬运便沒有沉積。無論疏鬆物質的來源如何，其沉積現象統叫做堆積作用。

沉積物的沉積主要地是在地殼的低下區形成的。这些地區叫做沉積區。这样的沉積區無論在大陸上或海洋中都可以遇到。岩石物理風化所形成的小碎石紛紛滾向低下处，形成碎石錐。雨水復把疏鬆的礦物微粒向下冲刷，並在斜坡底部形成坡積裾。河床中由於冲積而形成淺灘。河流漲水時又把冲積物沉積在河谷的氾濫區。但这些沉積在大陸上都不是經久的，而是暫時的，因为这裏沉積物的沉積过程与破坏过程和移运过程是互相交替的。同時後兩种过程在陸地上比較前一种过程佔优勢。因此，大陸畢竟是移运區，而不是沉積區。据計算，剝蝕作用每年由地表帶到海洋的岩石平均約 15 立方公里。如果把这些物質分散到整个地表上，可使陸地平均每年降低 0.1 毫米。

主要的沉積區是海底和洋底。这裏所沉積的是水和風等由大陸所携帶來的机械物質和化学物質，以及動植物形成的一切海洋沉積物，後者是以死浮游動物和植物的鈣質和矽質微粒的形式由海面落到海底的。沉積物的堆積在長期內經常不断地進行，直到海底成为陸地为止。由此可見，沉積殼是在海底和洋底形成的，而且大多數的沉積岩都是海成岩。但是並非一切的陸地水都把疏鬆產物帶到海洋中去。大陸上有一些所謂不排水盆地①。这些不排水的盆地可以堆積河流的移运物。地球上的不排水盆地計有：裏海、鹹海、巴尔喀什湖、伊斯色克庫尔湖、罗布諾尔等。

§ 87. 沉積岩

根据形成的方式，沉積岩可分为以下幾种：殘積沉積岩、碎屑沉積岩、生物沉積岩和化学沉積岩。

殘積沉積是不溶解的風化岩石產物，它沒有被搬运因素帶走而遺留在原地。这种沉積沒有層理。

地表上約佔 80% 的面積是沉積岩的覆蓋層。虽然整个的地殼中所含的沉積岩远不及岩漿岩那样多，但就其所佔地表的面積來說，沉積岩仍具有重大的意义。

一切沉積岩都是碎屑物質经過搬运后堆積的結果。因为这种堆積过程進行得不平衡，而且有時还有間斷，所以在岩石的組織中便形成層理，这是它不同於岩漿岩（特别是不成層的块狀岩）的特

① 譯註：或称堰塞盆地。

徵。沉積岩的另一个特徵是它具有高的孔隙性。在尚未發生变化(黏結、硬化、局部的再結晶)的沉積中，这种孔隙性特別明顯。再其次，許多沉積岩中都可以發現動植物化石和印痕，並且这种岩石具有一种特別的礦物成分和化学成分，足以証明它確实不可能由熔融岩漿形成。

根据沉積岩形成的地方，或者說，按照造成各种岩石的剝蝕过程，我們可把沉積岩分为海洋沉積、河流沉積、湖沼沉積、風成沉積和冰川沉積四种。基本的分類法把沉積岩分为碎屑沉積岩、生物沉積岩和化学沉積岩三种。

碎屑沉積岩的分類

岩石的种類	疏鬆物	顆粒大小(毫米)	膠結後所形成的岩石
粗粒岩	碎石	10—100	角礫岩
	礫石	10—100	礫岩
	砂礫	2.5—10	
砂岩	大粒砂	2—2.5	砂岩
	中粒砂	1—2	
	小粒砂	0.1—1	
黏土岩	砂質黏土	0.1—0.01	黏土質頁岩
	黏土	0.01—0.001	
黃土		結構很近似黏土	

碎屑沉積岩包括由各种岩石物理破坏和化学破坏產物机械堆積而成的一切岩石。它們是由大大小小碎屑構成的疏鬆物堆積而成的。後來这些原始的堆積有許多漸漸膠結起來，变成了固体岩石。碎屑岩的分類是根据疏鬆物顆粒的大小，不依其礦物成分和岩石成分为轉移。

上述疏鬆岩石的分類和術語不能認为是最後的定論。特別在區分由砂粒沉積到黏土沉積的过渡形成物時，我們也是根据砂粒的大小，这未免过於武断。根据所含砂質微粒和黏土微粒數量的不同，我們不妨用更詳細的分類法把它們再區分为砂、砂壤土、黏壤土和黏土。

岩石名称	黏土微粒的含量(%)
砂	10 以下
砂壤土	10—30
黏壤土	30—50
黏土	50 以上

測量員、地理学家和建築師都常常与碎屑岩發生關係。因此应当学会區別碎屑岩。

小碎石　小碎石是由岩石遭受破坏而形成的碎屑堆積；这些碎屑的表面粗糙，稜角尖銳，未曾滚動，未經分选。小碎石的堆積不是層狀，但按照岩石的組成來看可能是各种各样的。在山麓附近常有大量的碎石堆積，特別是在風化过程進行得非常强烈的沙漠带和山地带尤为如此。碎屑的大小不等，其直徑由 10 到 100 毫米。

礫石　礫石是由水加过工的岩屑，即經搬運过的和磨光了的岩屑，其直徑不小於 10 毫米。它是在河流中以及湖沼和海洋的沿岸附近形成的。河礫石不同於海礫石，河礫石的形狀比較扁(橢圓

形、球形或卵形)。

砂礫和石屑 砂礫是各种岩石的圓形碎屑堆積，碎屑的大小由 2.5 毫米到 10 毫米，是疏鬆的、未膠結物質。砂礫和石屑不同：砂礫是滾動过的微粒，石屑是未經滾動的微粒。砂礫是經过分选的物質，成層狀產出。砂礫有各种不同的來源：河成砂礫、湖成砂礫、海成砂礫和冰成砂礫或冰水砂礫。

砂 顆粒直徑不超过 2.5 毫米的、疏鬆的、机械的礦物沉積叫做砂或砂粒。根据成因、成分和顆粒大小的不同，有各种各样的砂。

按成因來看，砂有海砂、湖砂、河砂和大陸砂(沙漠砂)的區別。按顆粒的大小把砂來分類具有假想的性質，这样的分類法有好些种。通常砂可分为三類(參考碎屑沉積岩的分類表)。按成分說，砂可分为：石英砂、長石砂、磁鉄砂、石灰質砂、海綠石砂和雲母砂。水可以透过砂粒；砂粒在濕潤時不能形成軟泥(липкая грязь)。乾燥的砂坡鬆散時便要崩塌。

砂壤土 砂壤土是細粒的、灰塵狀的砂，其中含有 15—20% 的黏土混入物。砂壤土在乾燥時可以被風吹起；蘸濕時，微粒相互联結，勉強可以粘在手指上。砂壤土不粘鏟子，並且在成塊地抛出後仍留有鏟子切断的痕跡。

黏壤土 主要由黏土(佔 50%)和砂形成的疏鬆岩石叫做黏壤土。在拿在手指間撮弄時可以感覺到这种岩石不是均質的；除了灰塵狀的小微粒外，还可以在手指間感覺到有較大的砂粒。潮濕的黏壤土易於滾成小球，甚至可滾成長長的泥繩。黏壤土蘸濕後(例如雨後)，可以形成黏泥。

黏土 黏土也是一种岩石，它是矽酸岩(主要是長石岩)破坏後的碎小產物。这是一种土狀的礦物質，是由很小的鱗狀微粒構成的，能吸收大量的水分，因而具有可塑性。黏土在蘸得很濕時形成軟泥，軟泥再变乾時便形成一層堅硬的外殼，外殼上帶有裂縫。黏土可以防水，实际上是不透水的。在一切地質系[1]的沉積中都可以遇到黏土。黏土具有各种各样的顏色：白色、淡黃色、黃色、紅色、各种綠色、藍色、黑色和雜色。黏土的產狀是層狀、薄層狀和片狀。当泥板岩膠結時便形成黏土質頁岩，往後再形成**千枚岩**。

黏土在國民經济中具有巨大意义。根据它在經济中的用途可分为瓷黏土、釉陶黏土、耐火黏土和製磚用黏土等。

黃土 按結構說，黃土近似黏壤土。这是一种沒有層理的淡黃色的小粒岩石，基本上是石英、黏土微粒、碳酸鈣和氫氧化鉄的混合物。黃土是透水岩，当被水冲刷時便產生它所特有的垂直懸崖。黃土沉積上所形成的土壤非常肥沃。關於黃土的起源問題还沒有一致的意見。首先，都認为它是風成物。它是輕微的塵埃狀微粒，被風由乾燥地區(沙漠區)吹到較潮濕的地區；当風力弱時，便沉積在地上，於是在多少世紀的过程中便形成很厚的黃土層。根据这个假說，南俄罗斯黃土的形成是由於冰期後的沉積在气候乾燥時飄揚所致。

黃土起源的另一个說法是 A. П. 巴夫洛夫的坡積假說，他認为黃土是雨流冲刷風化產物而形成的。但按照貝尔格的假說，黃土是这样形成的：在气候乾燥條件下，由於風化作用和成土作用的結果，在富於碳酸鹽的各种岩石上形成了黃土。還有一种綜合性的假說，認为黃土是由水和

---

① 地質系即在形成的時間上屬於同一个紀的沉積岩層。

風等的共同作用所形成的。

黃土分佈於中國、中亞細亞、美洲、苏联欧洲部分南部以及西歐的許多地方，其厚度不等，有的很薄，有的厚達 400 公尺(中國)。

如果沉積岩疏鬆的碎屑進行膠結並变为連續的堅硬的石質岩石時，則小碎石便形成角礫岩，礫石和砂礫的堆積便形成礫岩，砂便形成砂岩。

§ 88. 生物岩

生物岩(或有机岩——譯者)是由死亡的動植物殘体形成的。生物岩約佔陸地上整个沉積岩的 5%，並且主要的形式是植物殘体的堆積。堆積有机沉積物特別多的主要地區是海底和洋底。生物岩可分为：石灰岩、白雲石、矽藻土、泥炭、油頁岩、煤、磷塊岩等。

石灰岩 一切海洋生物岩中分佈最廣的是石灰岩，它佔生物岩中很大一部分。石灰岩是由碳酸鈣($CaCO_3$)構成的，在石灰岩的結構中可以很清楚地看到小的動物介殼和骨骼以及植物的堆積。純石灰岩呈白色或灰色，但是因为大多數石灰岩均含有其他的物質(方解石除外)，所以石灰岩常常呈各种各样的顏色。从寒武紀開始，石灰岩在一切地質系中都可以遇到。有些石灰岩已經不能區別出構成它們的物質——介殼——了。白堊是由有孔虫類的石灰質小貝殼堆積而成的。有孔虫類很小，只有在顯微鏡下才能看得清楚。

如果石灰岩中夾有黏土，便形成所謂泥灰岩的各种过渡形式。泥灰岩是夾有黏土達 30% 的石灰岩。

如果石灰岩中含有碳酸鎂($MgCO_3$)，則叫做白雲灰岩。当其中所含的碳酸鎂達到 45%時，便成为白雲石。白雲化的过程是由於海水中所含鎂鹽影响石灰質沉積物所致。

石灰岩具有廣泛的經济意义，特別是在建築上用途最廣。石灰岩可以燒成水泥和石灰。最好的水泥是由泥灰岩製成的。在生產中也要用到石灰岩。

矽藻土 由最簡單海藻的矽質介殼沉積而成的岩石叫做矽藻土。这是一种軟而緻密的、淡黃色或淡灰色的、輕的岩石。矽藻土不但很輕，而且不容易傳熱和傳声，所以是有價值的建築材料。在生產中也要用到矽藻土。

泥炭 泥炭是还沒有澈底分解的死亡植物殘体所形成的褐色緊密物質。它是在水分过剩的地方，在宜於有机植物体堆積的条件下形成的。在苏联的動力資源中，泥炭具有很重要的地位。苏联佔有世界泥炭總儲藏量的 78%，佔世界第一位。

煤 煤是有益礦物，係碳氫化合物和較複雜的碳化合物的混合物。它是由过去地質時期的植物遺体形成的。根据碳的含量，煤可分为以下幾种：

1) 泥煤——褐色或棕色，含碳不超过 60%。
2) 褐煤——黑褐色，含碳 60—75%。
3) 煤——堅硬而色黑，具有暗色或脂肪光澤，很脆。含碳 75—95%。
4) 無煙煤——含碳 95% 以上，係黑色閃光的物質；破裂時形成尖銳的边緣。

苏联是世界石炭儲量最多的國家之一。

油頁岩 这還是一种黏土頁岩，因含有有机物而变成可以燃燒。油頁岩可用作燃料。

磷塊岩 磷塊岩是緻密的或纖維狀的堆積，以結核狀和岩脈狀產於地層中，它有時在石灰岩、黏土和黏土質頁岩中間形成不大的夾層。含磷15%以上的磷塊岩具有重大的經济意义，因为它是貴重的肥料。

§ 89. 化学沉積岩

在水溶液中沉澱而成的礦物質叫做化学沉積岩。屬於这种岩石的有：石膏、石鹽、鉀鹽、褐鉄礦、石灰質凝灰岩①、鲕狀石灰岩等。

§ 90. 变質岩

現在都認为变質岩是已經形成的岩石在高溫、压力和化学作用的影响下再經歷很大变化的岩石，因而它的原始成分和結構都完全發生了变化。这种变化叫做岩石的变質作用。

地球上的变質过程有很廣泛的發展。变質岩在地表上所佔的空間很大。

变質作用可分为動力变質作用和熱力变質作用兩种。

動力变質作用的主要原因是压力。在这种压力下岩石所受到的主要是机械作用，而岩石的变化也常常只是机械变化；不过岩石在压力下也可能漸漸变熱，因此其中各种物質可能進行再結晶。

熱力变質作用的基本原因是高溫。如果这种过程是在侵入的岩漿岩直接接觸作用下進行的，这种变質作用就叫做接觸变質作用②。岩石在接觸变質作用中变化的程度決定於侵入岩漿的性質、溫度、成分和顆粒的大小等。

如果变質作用擴展到地殼的廣大地區，並佔有廣大的空間時，这便叫做區域变質作用。

在岩石变緊密和發生膠結的地帶中，在溫度和上覆岩層压力以及循环溶液的影响下，黏土可以变成黏土質頁岩，疏鬆的砂可以变成堅实的砂岩。

在很深的地帶，由於高压和高溫的作用远較强烈，这些变堅实的岩石常發生深刻的变質作用——再結晶、改变結構和成分。於是这裏乃形成結晶片岩和由砂岩形成的石英岩等。其他的岩石也發生結晶作用。例如石灰岩結晶後便成为大理岩。花崗岩也進行变質作用，变成所謂片麻岩；構成片麻岩的礦物都具有片狀的排列。

变質岩雖然看起來很堅固，但按其技術性能說远不及岩漿岩。不过有些变質岩在技術上也能使用。

研究了構成地殼的三种岩石（岩漿岩、沉積岩和变質岩）的形成和性質以後，便可以明白：岩漿岩是原始的岩石；岩漿岩經过破坏後形成第二种岩石，即沉積岩；岩漿岩和沉積岩發生深刻变化後便產生第三种岩石，即变質岩。为了更好地了解这些岩石的概念，可参看圖51。

---

① 譯註：或称石灰華。

② 接觸(контакт)是各种不同岩石的接觸面。

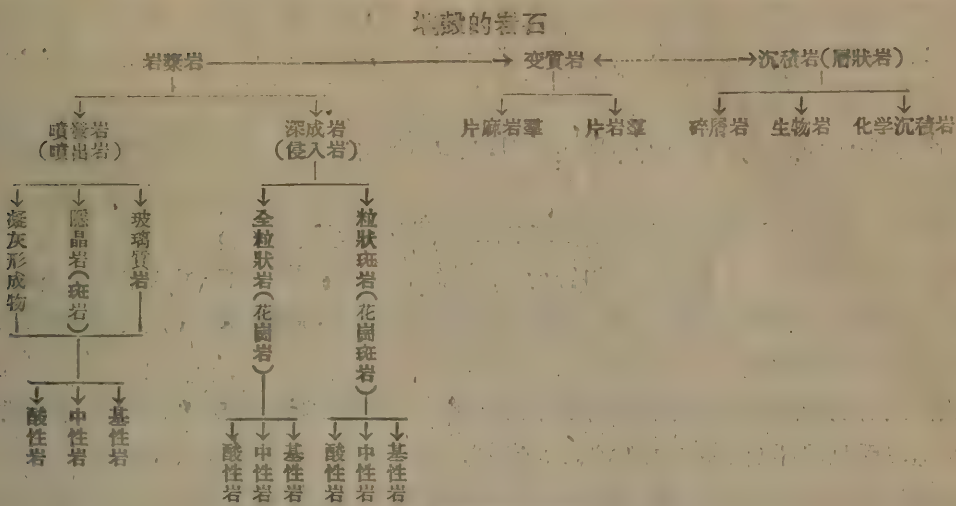


圖 51. 地殼岩石圖解。

§ 91. 地球的地質史

現在研究任何一个自然对象時，我們都不能不注意到它的發生和發展問題。因此談到地殼時，我們也应当談談它的發生和發展問題。

地球的現代面貌只是其進化途程上的一个暫時階段，即發展中的一个階段。从目前这个階段必然要走到一个新的階段，而地球也是經过了許許多多的階段才走到目前这个階段的。

地史学这門科学研究並解釋地殼及生長在地殼上的有机界逐漸發展和形成的过程——由地殼的發生到地殼的現代狀态。

地史学的任务是根据岩石学和古生物学的內容描寫構成地殼的地層（指能够進行研究的部分），確定地層的年齡，闡明自然地理条件、動物种屬[①]、植物种屬[②]、气候等顺序变化的進程。

为了完成这些任务，地史学要依靠許多輔助学科：礦物学（全面地研究礦物性質）、岩石学（研究構成岩石圈的岩石）、古生物学（研究地層中保存下來的、古代生物所形成的化石）以及一系列其他的学科。

这样一來，我們不妨把地史学当作这样一門科学來看：它研究海陸的發生和發展、地殼沉積層的形成、地殼結構的变化和岩漿活動、有机界的变化和進化；並且它也闡明確定自然地理环境（如海岸輪廓、气候、地形等）变化的一切規律性。

地史学是地質学裏面一門独立的科学，它与自然地理学具有密切的關係，因此这裏不能不談談地史学的基本原理。

地史学除了理論上的意义外，在生產力的研究工作中和苏联的經济中都起着重大的作用。研究地史学具有深刻的哲学意味和非常重要的意义。这門科学描写了地球在不可比拟的長期中的生活，並光輝地証明了辯証的發展規律。

① 譯註：或譯動物區系。
② 譯註：或譯植物區系。

我們研究地球的歷史只能从含有動植物化石的沉積岩出現時開始。因此地球整个的發展途程可分为兩部分：假說部分和歷史部分；前者根据假說，後者根据留下的文件。但这些文件是什麼呢？这些文件在哪裏呢？

研究地球歷史的基本文件是構成地殼的岩石及其各种特徵：化学上的特徵，岩石学上的特徵，地層学上的特徵等。

每个岩層都多多少少保存着以前在地表上沉積時的条件的特徵。

地殼主要地是由一个緊压一个的岩層所構成的。这些岩層沉積在水域中是水平的位置。如果原始的位置不被破坏，便很容易確定哪些岩層比較新，哪些岩層比較古。在这种情况下是下層比較古，上層比較新。

根据岩層的層位關係來確定岩層的相对年齡的这种方法叫做地層学的方法。如果岩層的原始水平位置受到破坏（例如形成褶皺、断層等），那末利用地層学的方法便困难了，因为在形成顛覆褶皺時，古岩層便翻到了較年輕岩層的上面，或者整羣岩層可能逆掩在与其同時形成的岩層上。其次，如果要把地區相距很远的岩層年齡加以比較時，也不能使用地層学的方法。在这种情况下我們要利用古生物学的方法。此時的重要文件乃是化石。化石是以前的動植物遺体，埋藏在沉積物中，現在要把包着的沉積物掘開才可看到。常常遇到的化石是動物的骨骼、介殼和鱗片。有時在岩石上还保存着有机体外殼（如昆虫的翅）的印痕或魚類和植物葉的印痕。至於完整的和未分解的動物，我們只在例外的情形下才遇到。例如西伯利亞的凍土中曾保存一个巨大哺乳動物（猛獁）的屍体，骨肉俱全；这头猛獁的骨骼、剝製标本和內部器官現在都已用防腐的方法保存在苏联科学院列寧格勒動物陈列館中。

動物的軟体部分我們通常很难得到。動物的硬体部分（如骨骼、鱗片、甲殼等——譯者）远較易於保存。化石之所以能够保存下來，是由於它們曾發生石化过程，即生物遺体已由礦物質（矽酸、三氧化二鉄、碳酸鈣等）所替代了。石化作用只在非常適宜的情形下才能進行，有机体經石化後也需要非常適宜的条件才能經歷長期的地質時期。專門的研究告訴我們，这些化石都不完整。保存下來的化石計有 80,000 种動植物，从而形成一門独立科学——古生物学，这門科学研究过去地質時期在地球上生長的、並以化石形式保存下來的動植物界。

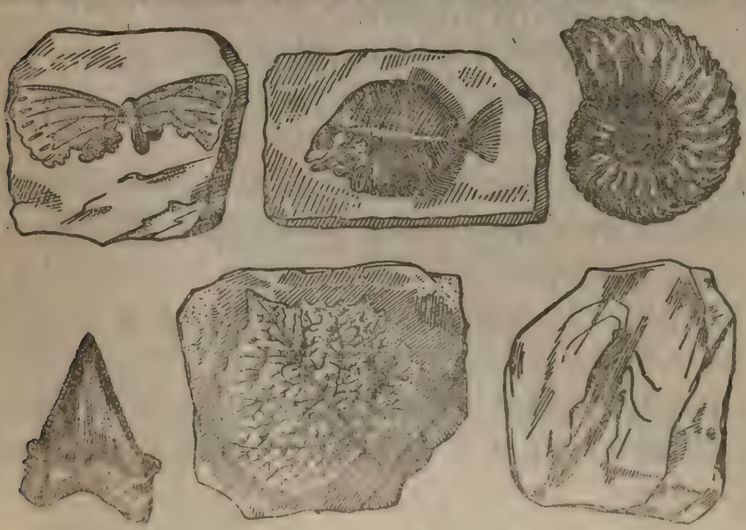


圖 52. 古生物学的文件。

圖 52 便是各种古生物学文件：古代葉子的印痕，琥珀（樹脂的化石）中的昆虫，

蝴蝶翅膀，魚類的印痕，海生介殼和魚齒。

化石是很重要的地質文件。根据对化石的研究，我們知道有机界在地球的歷史中曾經过長期的演化途程，而有机界的各种形态曾按照一定的順序依次替換。我們根据化石可以知道動物界和植物界的發展，可以判断地球在过去地質時期中的自然地理条件和过去各世紀的气候。它可以給我們指出每种岩層是在海中抑河中形成的(因为有些動物只生活在海中，另一些動物只生長在河中)。因此，根据化石我們又可判断該地區在远古的時候是海或是淡水池。但最重要的是：根据化石可以確定地球的歷史年代，並確定地殼各种岩層形成的時間。

当我們依次地由較古的地層到較新的地層研究化石時，必会注意到有些有机体在長期內幾乎沒有發生变化，並且在古代各个時期的許多地層中都可以遇到。这些動物对於確定地層的年齡是不適用的。反之，另一些動物在時間和条件上均具有顯著的变化，並且在某个一定時期的任

地質年代表

代（界）	紀（系）	世（統）	年數（約數）
新生代	Q 第四紀	現代世 冰川世	800,000
	Tr 第三紀 Ng 新第三紀	上新世 中新世	25,000,000
	Tr 第三紀 Pg 舊第三紀	漸新世 始新世 古新世	35,000,000
中生代	Cr 白堊紀	上白堊紀 下白堊紀	70,000,000
	J 侏罗紀	上侏罗紀 中侏罗紀 下侏罗紀	60,000,000
	T 三疊紀	上三疊紀 中三疊紀 下三疊紀	40,000,000
古生代①	P 二疊紀	上二疊紀 下二疊紀	50,000,000
	C 石炭紀	上石炭紀 中石炭紀 下石炭紀	120,000,000
	D 泥盆紀	上泥盆紀 中泥盆紀 下泥盆紀	100,000,000
	S 志留紀	上志留紀 下志留紀	180,000,000
	Cm 寒武紀	上寒武紀 中寒武紀 下寒武紀	110,000,000
始生代	分为紀(系)、世(統)等		700,000,000
太古代	不分		

何一个地層中都可以遇到。这种動物叫做标準化石，因为它在確定岩層的相对年齡時，即確定沉積形成的順序時，可以給我們一个标準。

現在已經確定：根据同样的化石，可以判断地質沉積物的同時代性。地球上不同地區的地層（甚至由不同岩石形成的地層）如含有相同的标準化石，便可以認为在地質上是同時代的，因而它們叫做地質層位。確定地球上任何地區的地層年齡和沉積岩形成的時間都是用这种方法進行的。

地質時代相同的地層是指在有机界和自然地理条件都沒有發生重大变化的時期內所形成的地層。由此可見，在歷史時期（例如在石器時代）形成的地層和現在海洋中沉積的地層虽然相距數千年，但在地質上是同時代的。

如果地層中沒有生物化石，便叫做無化石的地層；它的年齡係用間接方法來確定的。

从生物学課程中可以明白：有机界的進化是由低級到高級的形式向前發展的。換句話說，某一地質時代距我們越近，則其有机物的形式越高級。

根据这一點，整个地質時期可分为若干代，代相当於地層的界。代又可分为若干紀，紀相当於地層的系。紀又可分为若干世，世相当於地層的統。世又可分为若干期，期相当於地層的建造。

上面所列举的地殼沉積層和地質年代劃分的圖表是經过長期的研究工作製訂出來的；它是歷史的產物。学者們曾把各別地層進行研究，常常在不同的地方進行比較和对比，这样便得到現在所用的總表；这个表今後还要根据積累的新材料繼續補充和修正。用这种方法確定的地球歷史劃分法，只能証明地球歷史中各种事件和事实的順序，但完全不能或很少能够說明它們的時間。換句話說，这僅是相对的地質年代。

§ 92. 相对的和絕对的地質年代

地質年代計算法可分为相对的和絕对的兩种。相对的地質年代計算法是根据古生物学和地層学的資料用比較的方法來確定各个地質時期的年齡，它回答以下的問題：地球生活中某些事件是按照什麼样的順序完成的？这些事件發生的時間比我們所知道的某一个現象要早些或是晚些？这种相对確定的方法在地質学中曾進行了充分的研究，但如要確定地殼歷史中各世各紀的絕对年齡，这种方法是不適用的。

过去有許多人屢次企圖找出確定絕对地質年代的方法，但直到現在还沒有成功。他們提出了各种各样的方法：有些是根据三角洲沉積物的沉積時間，有些是把沉積过程与冲刷过程進行比較，有些是根据珊瑚礁生長的速度，有些是根据地球冷却到現代的熱度所需的時間等。

最近使用了一种新方法，这种方法是根据地殼中所含的某些元素的放射性。鈾和釷的由於自己的不依外部条件为轉移的內部性質，自行蛻变，逐漸变成鉛。1,000,000克的鈾一年可產生$\frac{1}{7,400}$克的鉛。確定了岩石中鈾和鉛的數量对比關係後，便可以計算出岩石的年齡。根据計算的

① 譯註：按照中國地質年代表，古生代係分为七个紀：寒武紀、奧陶紀（相当本表中的下志留紀）、志留紀（本表中的上志留紀）、泥盆紀、丰寧紀（本表中的下石炭紀）、石炭紀（本表中的上石炭紀和下石炭紀）和二叠紀。

結果,太古代最古岩石的年齡約等於 2,000,000,000 年。後來的三个代總共只有 500,000,000 年,而前寒武紀的時間却佔去約 1,500,000,000 年。当然这种計算方法不一定完全正確,但總是有重要的根据的。

目前所確定的地質年齡虽然在某些情况下已達到了充分的精確性,但仍然具有相对性。

現在讓我們从最古的時期起研究各主要時期的簡明特徵。

太古代和始生代或前寒武紀

头兩个代(太古代和始生代)包括最古沉積構造物形成的極長時期。到不久以前学者們一直把太古代和始生代合併成一个太古界。太古界包括一厚層結晶岩系,其主要成分是花崗岩、結晶片岩以及作为地殼一切沉積層基礎的其他岩漿岩。所有这些構造以前統叫做太古構造,現在分为兩大界:1)下界,卽太古界;2)較新的始生界,或元古界。这兩大界按構成它們的岩石性質說具有顯著的區別:下界,卽太古界,包括最古的、已完全再結晶的沉積[①];較新的始生界,或元古界,其沉積也發生很大的变化,有時很难与太古代的沉積區別開來,但有些地方却保持着正常的外貌(砂岩、黏土質頁岩)。这一切岩石大部分都發生移位,縮为褶皺,形成断口,破裂为断層,並为無數侵入体所充满。

有机体的痕跡在前寒武紀的沉積中非常稀少。这裏有含石灰質的有机体所形成的石灰岩和大理岩的岩層,这証明远古的地質時期中已有生物存在。

大家知道,始生代的沉積中也有煤和石墨的夾層,这些夾層大概也是有机物堆積的結果。化石其所以稀少,是由於前寒武紀岩石發生了強烈的变質作用,因此完全消滅了生物的痕跡。

太古代和始生代的岩石佔有大陸塊的廣大地區,形成了最堅硬最穩固的地段,卽所謂地台或板地(плита)。这些岩石可能位於地表,也可能埋在深处,上面覆盖着年代較新的未变質的岩石,如俄罗斯地台卽是。被較晚的薄沉積層所覆盖或在廣大的地區上露出地表的地段,叫做**結晶地盾**。

屬於那時的陸台在歐洲有廣大的俄罗斯地台,位於烏拉尔、高加索、喀尔巴阡山和斯干的那維亞山脈之間;在亞洲有西伯利亞地台,位於葉尼塞河、貝加尔湖、外兴安嶺和勒拿河之間;再向南是不大的中國地台;在北美有廣大的加拿大地台,位於格陵蘭、北美羣島及其附近的北冰洋部分;巴西地台位於南美大陸的东北部。其次还有非洲地台,也包括馬達加斯加和阿剌伯在內;印度斯坦半島屬於印度地台,而澳洲西部是澳大利亞地台。

地殼的这些堅硬而穩定的地段之間,是一些具有伸縮性的地段,卽所謂**地槽**,它們積極地参加了始生代以後的造山过程。

造山作用時期在整个地質史中曾屢次反復出現。在我們所知道的太古沉積的最下層中有一个非常剧烈的褶皺作用(劳倫褶皺),这是遠古造山作用的蓬勃時期,前寒武紀最晚的造山作用(阿尔岡造山作用)發生在太古代和始生代之間。

---

① 譯註:卽已完全变質的岩石。

由於我們的材料太少，还不能判断太古代和始生代的自然地理条件。但我們曾時時發現風的波紋、乾涸的裂縫以及斜交的層理，这足以說明当時大陸的沙漠狀况。同時也已確定，在很早的時期地表的某些地區已遭受冰川作用。許多地方都曾找到大陸冰川作用的痕跡；当時的冰川作用是結晶冰磧，並帶有巨礫，巨礫上保留了冰川的擦痕。

前寒武紀的冰磧不是山地冰磧的性質，而是覆蓋着廣大的地區。前寒武紀冰磧的發現証明当時气候的基本特徵類似現在的太陽气候，並証明当時大概可分为各种气候帶。

太古代和始生代的岩石均富於有益礦產，这些礦產对於國民經济具有重大的意义。与前寒武紀岩石有關的最重要的礦床計有：葉尼塞河流域、勒拿河流域或黑龍江流域的金礦床；克列伏伊罗格(Кривой Рог)和庫尔斯克省的鉄礦床；西伯利亞等地的錳、銀、鎳等金屬礦、雲母礦、石墨礦、宝石礦等。前寒武紀本身的岩石，特别是火成岩，是很好的建築材料。

古生代

含有化石的一切沉積可分为三界，其中最古的是古生界。古生界的沉積包括很長的時間(約325,000,000年)。在这个間期一系列的動物种屬都改变了，有机界也發生了很大的变化。古生代的有机体顯著地不同於最近各紀和現在的有机体。当時还沒有顯花植物，森林都是由高大的木賊屬和樹狀的蕨類植物以及少數的針葉樹和苏鉄目棕櫚植物構成的。闊葉樹还完全沒有出現。

動物种屬中最高級的代表者是兩棲類和一些爬虫類。昆虫中分佈較廣的只有少數的地上軟体動物。已知的魚類只有硬鱗魚類、甲冑魚類和板鰓亞綱，当時还沒有硬骨魚類。鳥類和哺乳類当時也沒有。海洋動物計有：甲殼綱、头足類、腹足類、腕足類、棘皮動物、以及形成礁狀構築的珊瑚類。

古生代的沉積發生剧烈的位移，並經受了緊張的造山作用运動，在古生代的过程中便進行过兩次。

古生代可分为五个紀①：寒武紀，志留紀，泥盆紀，石炭紀和二叠紀。

§ 93. 寒武紀

寒武紀是根据古代地名寒武山(Кембрпа)(即現在的威尔斯)命名的。寒武紀可分为三世：Cm_1—下寒武紀(下世)，Cm_2—中寒武紀(中世)，Cm_3—上寒武紀(上世)。現在所知道的寒武紀海洋沉積是海濱沉積和淺海沉積。这些沉積是由砂岩、黏土、矽質頁岩和黏土質頁岩組成的，有時是由石灰岩形成的。顯然深海沉積在後来各紀中均被破坏、冲刷或發生强烈的变質。

在南部緯度的寒武紀少數大陸沉積中可以發現風成的沙漠沉積。这些沉積因含有三氧化二鉄而呈紅色，这一點說明当時的气候是乾燥而炎熱的。但同時在中國、澳洲和挪威北部的下寒

① 譯註：参看 § 91 中地質年代表中的譯註。

武紀沉積基面上可以發現大陸冰川作用的沉積。寒武紀的这些相②的存在証明了气候帶的存在。

寒武紀動物种屬中最主要的标準動物是甲殼類，它們代表大量的動物种。

寒武紀的植物种屬很缺乏。除了近似藍綠藻的很小的有机体之外，陸地上並不知有其他植物。

寒武紀是地質構造相对穩定的時期。幾乎在整个時期中構造过程僅限於造陸型的緩慢运動。只有在寒武紀末与志留紀交界時在烏拉尔地槽和蒙古-鄂霍次克地槽中才出現了褶皺作用的預备階段。在均下的地槽帶也出現了大量噴發的火山活動，例如在中亞細亞、捷克、威尔斯、紐芬蘭，特別是在薩彥嶺。

§ 94. 志留紀

志留紀是根据以前住在英國北部的古代人民志留族（силуры）而命名的。志留紀可分为兩个世：S_1—下志留紀，S_2—上志留紀。

在志留紀的沉積中我們可以發現与寒武紀相同的岩石：砂岩、黏土質頁岩、石灰岩；石灰岩在这裏分佈得特別廣。

这个時期的有机物比寒武紀有較高的發展，而且三葉虫類起着特別重大的作用，它們在志留紀發育得最好。低級動物中最典型的是腔腸動物的筆石類。珊瑚、海百合、大海蝦也分佈得很廣，同時出現了第一批脊椎動物——魚類。昆虫中出現了蠍類。

志留紀的标準動物是三葉虫類、筆石類、床板珊瑚（табуляты）、腕足類和直角石（ортоцератиты）。

志留紀的植物界很貧乏，主要地有海藻和还未得到廣泛傳播的陸上蕨類植物的原始形式。

志留紀的沉積在苏联境内有廣泛的分佈：列寧格勒附近、烏拉尔、烏克蘭、中亞細亞、中西伯利亞台地。

志留紀末期与泥盆紀交界時，大部分的地槽都变成了造山帶。这裏的地層均被挤压成複雜的褶皺，然後向上隆起，形成高山。这个幾乎在地球上一切地槽中發生的造山过程現在叫做**加里东褶皺**。

由於造山运動的結果，現在的苏格蘭和挪威地方便形成了山區。这个山區的殘餘叫做加里东山和格蘭偏山，它們直到現在还在苏格蘭保存着。大西洋北部曾經形成的大山系联合为加拿大大陸和斯干的那維亞。貝加尔湖沿岸的加里东褶皺構成与西伯利亞地台的高地联合在一起。在南半球，即現在的巴西东部、非洲、印度、巽他羣島、馬來羣島和澳洲，出現了大量的陸地。

§ 95. 泥盆紀

泥盆系是根据英國西南部的地方泥盆（Девон）而命名的。

泥盆紀的沉積可分为三統：D_1—下泥盆紀，D_2 中泥盆紀，D_3—上泥盆紀。保存到現在的泥

② 地質学上的相是指岩層的一部分或者一个岩層，或者一个岩系，它的整个範圍內都具有同一岩石成分並包括相同的動物种屬和植物种屬。

盆紀沉積有各种各样的相，因为海的輪廓曾常常發生变化，於是深海相常常变成了淺海相，甚至变成了大陸相。例如石灰岩常常变成了黏土質頁岩、砂岩、甚至礫岩。苏联的泥盆紀沉積分佈甚廣，因此泥盆紀的海覆盖着苏联的廣大地區。海濱淺海相是古代的紅砂岩，在北半球分佈甚廣。泥盆紀沉積中的典型瀉湖沉積是鹽類和石膏。在火山噴發地區形成了矽質頁岩和碧玉。最好的碧玉是在烏拉尔和阿尔泰，它可以用作細工材料。

如果說志留紀的特點是海洋动物种屬十分丰富，那麼在泥盆紀便發生了海洋動物种屬貧乏化現象。但泥盆紀廣闊陸地的形成促進了陸上植物种屬的分佈。蕨類代替了絕跡的原始植物。海中仍繼續生活着藻類。这种植物的堆積乃是有時在泥盆紀沉積中遇到煤層的原因。

動物种屬中主要是各种魚類，不过仍然沒有硬骨魚類。甲胄魚類、總鰭類、肺魚、古軟骨魚類(древние селяхии)和鮫類均得到廣泛的發育和分佈。現在的鮫和鯊魚都屬於当時的鮫類。

泥盆紀的标準動物是腕足類。

志留紀末期發生的加里东褶皺顯著的影响了泥盆紀的海陸分佈。海最後离開了俄罗斯地台西北部的边界。西伯利亞地台擴大了。在南半球形成了一塊巨大的大陸，包括幾乎整个非洲、南美洲(安達斯山除外)、澳洲的大部分(东部山區除外)。在泥盆紀初期，整个的地形都是起伏不平的，好像山嶺一样。

从泥盆紀中期起，地槽開始緊張地拗下，積累了很厚的沉積層。

泥盆紀具有剧烈的火山活動，主要在烏拉尔、薩拉伊尔(Салаир)① 、阿尔泰和天山北部等地。有些地方的噴發岩厚達數百公尺甚至數千公尺。

§ 96. 石炭紀

石炭系是由於这个時期的沉積富於煤層而命名的。虽然石炭紀的煤層实际上分佈最廣，但在其他的時期，如二叠紀、三叠紀、侏罗紀等，也都可以遇到煤層。

石炭紀沉積中分佈最廣的岩石是很厚的各种石灰岩、紅色和綠色黏土、白雲石和砂、黏土質頁岩。具有石炭和石灰岩夾層的砂質和黏土質岩層也叫做含礦地層(продуктивная свита)。含礦地層在地表上分佈很廣，有些地方厚達 2,500—3,000 公尺。

石炭系的沉積可分为三統：C_1—下石炭紀(季南特統—динантский)，C_2—中石炭紀(莫斯科統)，C_3—上石炭紀(烏拉尔統)。

石炭紀的海生動物种屬是泥盆紀動物种屬的延續，但下等有机体——根足類——得到很大的發展(根足類在前幾个紀中很少發展)。根足類在石炭紀大量繁殖，其甲殼常常是形成石灰岩層的基本物質之一。此外，珊瑚類的羣体動物在这个時期的海裏也得到廣泛的發展。另外还有古代的海胆類和海百合類。腕足類動物种屬在地層学上具有特別重大的意义，它們的數量很大；常常形成連續的介殼石灰岩。这些動物都是很好的标準化石。此時出現了第一批陸上脊椎動物——兩棲類。甲胄魚類絕跡了，但後來鮫和軟骨魚類(селяхии)分佈得很廣。

石炭紀的植被很發達。这种植被同時也是構成厚煤層的材料。石炭紀的植被主要是由孢子

① 譯註：在阿尔泰之北。

植物形成的。其中特别發達的是巨大的植物：如蘆木屬、樹狀蕨類、巨大的石松屬等。

石炭紀沉積層的性質並不是到处都相同的：有些地方的產狀很平穩，幾乎是水平的；反之，另一些地方發生强烈的位移，这証明地殼曾發生顯著的运動。發生於石炭紀後半紀並局部地延續到二叠紀初期的这些造山运動乃是古生代地殼上强大的褶皺作用之第二个時期（加里东時期以後），即所謂海西寧褶皺。海西寧运動形成了許多山脈，如烏拉尔山脈、天山北弧、薩彥嶺、阿尔泰山、薩拉伊尔山、澳大利亞的阿尔卑斯山等。

主要的褶皺运動伴隨着侵入以及噴出的火山作用。海西寧侵入富於有益礦產，並且由於剝蝕作用，現已露出地表。因此海西寧侵入容易進行研究，它在科学理論以及經济实踐方面都具有很大的意义。这些侵入体中有白金、鉄礦、銅礦、金、多金屬和宝石等礦床。石炭系的沉積中有大量的煤、薩馬拉弧形地帶的石油、鋁土礦等。

§ 97. 二叠紀

二叠紀是古生代最後一个紀，因为它与中生代交界，所以具有古生代和中生代兩代的共同特徵。这个時期除了很少的古生代生物外，開始出現了中生代的一些生物，特别是在植物种屬方面。

二叠系是在1841年確定的。它的俄文名称是彼尔姆系，这是因为这个時期形成的岩系在俄罗斯平原东部，特别是在以前的彼尔姆省(Пермская губерния)發育得很好（二叠紀最先是在这裏研究的）。

二叠系可分为兩个統：P_1—下二叠紀，P_2—上二叠紀。

二叠紀不僅有海洋沉積，而且有大陸沉積，这些沉積係由白雲石、石灰岩、石膏和石鹽組成的，以後上層漸漸过渡为泥灰岩、黏土和大陸型的砂岩。後者由於含有低鉄鹽和高鉄鹽而成为各种不同的顏色：橙黃色、紅色、綠色等，所以称为雜色岩系，这种岩系在俄罗斯平原东部分佈甚廣。二叠紀的有机界包括海生的和陸上的動物种屬和植物种屬，它們的化石一直保存到現在。二叠紀的海生動物种屬比石炭紀少些。古生代的海生無脊椎動物到此時已經絕跡，同時出現了一些中生代的動物。

陸上動物种屬的進化很有趣味。石炭紀佔統治地位的動物是兩棲類，而二叠紀得到廣泛發展的動物是爬虫類，因为爬虫類比兩棲類更適於乾燥的气候条件。

下二叠紀的植物界与石炭紀的植物种屬还有類似的地方，但在上二叠紀古生代的植物便絕跡了，植物种屬開始帶有中生代植物的外貌。巨大的石松屬和封印木都完全絕跡了，但苏鉄目(саговиковые)、銀杏目(гинкговые)、苏鉄科(цикадовые)植物分佈很廣。

動物种屬和植物种屬的这种更新現象是由於海西寧造山作用後地球上發生巨大的自然地理变化所致，这特别到了二叠紀末期为如此。由於盆地的輪廓和气候条件的变化而破坏了原有的生物羣落①，植物界煥然一新。这一切不能不影响有机界的發展進程。

二叠紀过程中曾繼續發生劇烈的造山运動（海西寧褶皺），並伴隨有火山噴發和海陸輪廓的

① 生物羣落是某一生長地的動植物有机体的總和。例如，森林生物羣落，草原生物羣落等。

巨大变化。

因此，地殼上構成許多大山系：烏拉尔山、阿尔泰山、天山、苏台德山脈、佛日山脈、礦石山(Рудные горы)、阿帕拉吉安山脈等。与此同時，还發生了地台的總上升，从而引起許多地槽海和地台海与大洋失掉联系，分成了內陸水域和潟湖。这些淺水域的水經过蒸發，沉積了大量的白雲石、石膏和鹽類，比任何其他各紀所沉積的都多。二叠系的有益礦產很丰富，並具有重大的國民經济意义。这些礦產包括：煤、石油、各种鹽類(其中包括大量的鉀鹽)、石膏和自然硫磺。

中生代

中生代不僅在有机界方面不同於古生代，而且沉積物的性質和火山活動的情况也都和古生代不同。中生代的時間計有 115,000,000 年。

中生代的有机物發育得比較完善。植物种屬中不僅富於針葉樹，而且第一次出現了闊葉樹。動物种屬中爬虫類大量發展，其中不僅有水游動物和爬行動物，而且有飛行動物。此外，第一次出現了硬骨魚類、鳥類和哺乳動物。無脊椎動物中得到特別廣泛發展的是菊石類和箭石類。

中生代的沉積不是古生代的石英岩、矽質頁岩和黏土質頁岩，而大部分是石灰岩、白雲石、石膏、石鹽等。中生代的沉積層具有特別穩定的層理，其位置常常是水平的，並且比古生代的沉積所佔的面積还要廣些。

古生代的剧烈火山活動这時大量地熄滅了，在中生代幾乎不存在了。中生代可分为三紀：三叠紀、侏罗紀和白堊紀。

§ 98. 三叠紀

三叠系是二叠系的直接延續，分佈的面積很廣。它所包括的岩層很厚，其中具有大量的、各种各样的動物种屬。三叠系可分为三統：T_1—下三叠紀，T_2—中三叠紀，T_3—上三叠紀。因为分为三部分，所以这个系便叫做三叠紀，这个名称一直沿用到現在。

三叠紀具有兩种類型的沉積：地中海式盆地、港灣、海灣的沉積和外海的沉積。第一种沉積的分佈地區不大，主要是由砂岩、礫岩、黏土、泥灰岩和少數的石灰岩組成的，動物种屬和植物都很貧乏。相反地，第二种沉積的分佈地區較廣，主要是由石灰岩和白雲石構成，並富於外海動物种屬。

根据沉積物中所保存的化石來判断，三叠紀的有机物种類很多。海生動物种屬的特點是，头足類、甲殼類、魚類、兩棲類、特別是爬虫類很發達。第一次出現的哺乳動物是有袋類。

三叠紀的植物种屬大体上和二叠紀一样，因为古生代的植物种屬向中生代的植物种屬的过渡在二叠紀就已經完成了。佔統治地位的植物是松柏科和苏鉄目。木賊屬和蕨類也分佈很廣。三叠紀動物种屬的标準化石是菊石類。

經过古生代緊張的造山运動以後，三叠紀便進入平息階段，一直到了三叠紀末期与侏罗紀交界時才重新發生褶皺运動。在地槽平穩下降時期，發生了緊張的火山活動，火山活動的中心區是

在柯狄列拉山脈和安達斯山脈。在通古斯河流域的西伯利亞地台上也發生了剧烈的噴發現象。三叠紀是陸地佔統治地位的時期。海西寧造山作用後發生的隆起現象使地台的位置升高，並引起了海退現象。

三叠紀的沉積不僅在歐洲分佈很廣，而且在其他各大陸上分佈也很廣。苏联境內三叠紀岩石廣泛地分佈在西伯利亞和海参崴附近的南烏苏里边區，在北高加索拉巴河和白河區域表現得最完好。俄罗斯地台在三叠紀佔統治地位的自然地理条件是大陸和沙漠，在这裏形成了雜色砂岩和泥灰岩。三叠紀的海洋沉積在苏联境內很少，因为当時幾乎整个俄罗斯地台都是陸地。

§ 99. 侏罗紀

侏罗紀是中生代的第二个紀。它之所以叫做侏罗紀，是因为它的沉積是在瑞士的侏罗山。現在的大陸在这个時期(特别是後半紀)曾廣泛地漫延着大海，这是这个時期的特色。从侏罗紀起便開始了平穩而長期的海進現象，这种現象一直繼續到白堊紀。

侏罗紀的沉積形成了很厚的岩層，分佈在地表的廣大地區，並含有大量的各种各样的動物种屬。根据这些動物种屬，我們可以把侏罗紀分为許多部分。首先侏罗系可分为三統：J_1—下侏罗紀，J_2—中侏罗紀，J_3—上侏罗紀。每个統又可分为若干建造，建造又可分为許多帶。

侏罗紀沉積的組成部分也有多种：已經知道的有海洋沉積，瀉湖沉積和大陸沉積。这些沉積是石灰岩、泥灰岩、暗色泥板岩和砂岩。岩層的產狀大部分都很平穩，只有在阿尔卑斯褶皺新形成的山地中才發現岩層的破坏現象。石膏相和岩鹽相分佈不廣。大陸構造是紅色岩層，淺海海濱沉積是碎屑岩和生物岩。俄罗斯地台以及亞洲和加拿大北冰洋沿岸的特色是帶有磷塊岩和菊石類的暗色黏土。

侏罗紀的有机界中爬虫類很多，而且通常都很大。同時也出現了烏龜、蜥蜴和鱷類。第一次出現鳥類也是在侏罗紀。菊石類繼續發展，它是侏罗紀分佈最廣的動物种之一。与菊石類同時得到大量發展的还有另一种軟体動物——箭石類，它的化石是侏罗紀的标準動物。

侏罗紀的植物界中發育最茂盛的是針葉樹和苏鉄目棕櫚，它們代替了古生代的主要植物，成为当時的主要植物。

在此以前的兩紀是陸地佔統治地位，而侏罗紀却是海進現象佔优势。因此，廣大的北部大陸便開始分裂为个别的大陸和羣島。这个時期也出現了造山現象，这种現象表現在高加索山和其他構造的初步隆起。侏罗紀的火山活動有些地方表現得很剧烈，例如在克里木和外高加索等地。

侏罗紀的沉積具有很大的國民經济意义。侏罗紀的有益礦產中値得指出的有：煤層(在外高加索、中亞細亞、西伯利亞)、石油層、油頁岩層、磷塊岩層、石膏層、鹽層、石印板岩層、耐火黏土層、砂岩層、以及錫礦層和金礦層等。

§ 100. 白堊紀

白堊紀是中生代最後的一个紀，它之所以叫做白堊紀，是因为在它的沉積中有大量可以作白粉筆的白堊層。白堊紀的沉積並不僅包括一种白堊，相反地，却包括各种各样的複雜成分。白堊

紀的沉積中,除白垩外,还有黏土、泥灰岩、砂岩、特別是更富於海綠石砂(或綠砂)和海綠砂岩以及各种石灰岩。

白垩系可分为兩个統: Cr_1—下白垩紀, Cr_2—上白垩紀。上下白垩紀均可再分为若干建造。

白垩紀的動物种屬与侏罗紀的動物种屬區別不大。爬虫類逐漸減少,但硬骨魚類和鳥類得到發展。菊石類到了白垩紀末期完全絕跡,同時齒不類也消失了。脊椎動物中增加了蛇類。

白垩紀的植物种屬發生了較大的变化。下白垩紀的植物种屬与侏罗紀大致相同,在上白垩紀顯花植物很快地取得了首要地位。第一次出現了闊葉樹:櫟屬、山毛櫸屬、椴屬、柳屬、楊屬,同時也出現了熱帶植物:棕櫚屬、木蘭屬、梧桐屬等。这些植物之中已經有了虫媒受粉的植物。

海洋和大陸在白垩紀發生了顯著的重新分配。在白垩紀的後半紀許多地區發生了巨大的海進現象,在苏联,俄罗斯地台上也有廣闊的海進。到了白垩紀末,当海退時,海面才大大縮小。

阿尔卑斯地槽區在白垩紀中期和末期發生了顯著的褶皺过程,但最强烈的造山作用当時發生在亞洲东北部以及現在的柯狄列拉山和安達斯山區。同時,在印度斯坦和亞馬孫河流域也有猛烈的火山活動。

白垩紀的沉積在許多地區均分佈甚廣。苏联著名的白垩紀沉積是在俄罗斯地台、克里木高加索地帶、中央亞細亞、东西伯利亞、庫頁島、堪察加等地。

白垩紀的沉積具有很大的國民經濟意义。分佈得最廣泛的白垩紀有益礦產是:石油、煤、磷塊岩、褐鉄礦、作为水泥原料的白垩、石鹽和鉀鹽、建築用砂岩等。

新生代

新生代的意思是新生命的時代。新生代包括自白垩紀末到現在的整个時期,計有70,000,000年。按有机物的性質說,新生代不同於前兩个代的地方在於:双子葉植物大量發展,哺乳動物佔有統治地位,並且出現了人。

在新生代發生了阿尔卑斯褶皺;它自白垩紀末開始,在第三紀最盛,並繼續到第四紀。这种褶皺構成了現代各大陸上最大的山脈以及大部分其他地貌特徵。

新生代分为兩个紀:第三紀和第四紀。

§ 101. 第三紀

这个系可分为兩个亞系: Pg—舊第三紀, Ng—新第三紀。舊第三紀和新第三紀又各分为若干統。

第三紀的沉積分佈很廣,它不僅包括海洋岩石,而且也包括大陸岩石:礫岩、介殼石灰岩、砂、黏土、石灰岩和泥灰岩。第三紀的沉積層在地殼的斷口处生出了岩漿岩脈。在这裏便可以看到噴發岩(常常是玄武岩)。

在第三紀發生了最大的構造过程,因此產生了許多山系——阿尔卑斯山脈、喀尔巴阡山脈、

亞平寧山脈、巴尔幹山脈、克里木山脈、高加索山脈、兴都庫什山脈、喜馬拉雅山脈，最後形成了南北美的柯狄列拉山脈，並形成了堪察加半島、庫頁島和日本羣島。在这个剧烈的構造活動中產生了許多火山，噴出了大量的熔岩。到了第三紀末，海陸的分佈便接近現在的情況。

第三紀的動物界中特別發達的是根足虫類的貨幣虫，其介殼很扁，好像貨幣一样。珊瑚類分佈也很廣。瓣鰓類和腹足類也很多。瓣鰓類、腹足類和貨幣虫都是第三紀沉積的标準動物。哺乳動物特別多。出現了原始的猛獸和草食動物。

第三紀的植物界大部分是被子植物，其中主要是闊葉樹，与現在的外貌區別不大。

第三紀的沉積具有重大的經济意义。在这种沉積中我們可以找到各种有益礦產：丰富的鉄礦，特別是錳礦、石油、褐炭、石鹽、琥珀、建築材料——砂、砂岩和石灰岩。

§ 102. 第四紀

第三紀末期，地表的海陸分佈大体上已具有現在的外貌。第四紀中，海平面的升降微不足道，因此第四紀(这个時期直到現在还未結束)的海洋沉積除了不多的淺海沉積外，都被掩盖在現在的海洋下面，从而使我們很難進行研究。但無論这个時期的海洋沉積多麼不顯著，它在某些情况下畢究提供了很重要的地層学資料。这些沉積是沿着古代海岸的砂礫堆積和淺海沉積：砂、黏土和構成海濱階地的石灰岩。这些階地由於第四紀陸地上發生了垂直移位，到現在均位於現代海洋沿岸，其高度不等，有些地方超过 100 公尺。

具有各种厚度的各种大陸沉積幾乎分佈到所有的地方，覆盖着整个陸地。这些沉積可分为兩种：冰川沉積和非冰川沉積。冰川沉積是指地表經受冰川作用後的一切沉積，例如各种冰磧、冰礫、冰水沉積(冰川融化水所携帶的砂)。非冰川沉積虽然局部地也是在冰川的影响下形成，但却是在沒有冰川覆盖層的地方形成的。这种沉積主要是河流沉積、湖泊沉積和坡積物。其中也含有大量的岩石：殘積岩、流砂、有時是黃土等。这些岩石是由於風化作用和風的吹積作用而形成的。

第四紀出現的造山运動引起了局部的海進和海退現象，於是形成了現代海岸上的階地。

第四紀最重要的因素乃是古代的冰川作用覆盖層，它覆盖了歐亞大陸和北美的廣大地區。雪線的下降和山上冰川的大量發展導致了当地冰川作用的擴大。

冰磧間層是由湖泊沉積、沼澤沉積和風成沉積組成的。冰磧層和夾雜在其間的冰磧間層的存在是溫暖气候与寒冷气候交替更換的証明。气候变暖時冰川融化，並向北和西北退縮。解凍的地區長滿了植物。後來重新变寒冷時，冰川又侵入地表，於是冰川的边界向南移動。这样，冰川時期与間冰期互相更替，在地表的整个外貌上留下了痕跡。凡是曾經覆盖在冰下的地表均具有特殊的地形。

第四紀的有机界很類似現代的有机界，但仍有許多特徵可以使我們把第四紀分为更新世(或冰川世)和全新世(現代世)。更新世的動植物和現在一样，不过还有一小部分現已絕跡的動植物。全新世一直繼續到現在，所以全新世的有机界乃是現代的有机界，絕跡的動植物幾乎沒有。

这个時期有机界發展的最重要特徵乃是人佔了統治地位。在山洞和墳墓中所發現的人的化

石証明了当時已有人類存在，不过当時的人按头骨的結構上还和現代的人不同。隨着人骨的發現，也發現了人用燧石製成的工具以及原始藝術的遺跡。这些發現可以使我們劃分許多時代，每个時代文化的發展也各不相同。

第四章　大气圈

包圍地球的空气外殼，我們称之为大气圈。一般把大陸和海洋的表面認为是大气圈假想的下限；不过事实上，空气不但滲入海水，而且也深深地滲透到地殼的內部——岩石圈中。大气圈的上限很难確定，不妨假想地把 1,000 公里的高度当作上限。不过大气的密度随高度的增加而遞減，到相当高度以後，空气非常稀薄，並且顯然只由某些元素的各个原子所組成。我們根据大气層中 1,000 公里厚度內所發生的物理过程，可以断定有空气媒体的存在。例如霞光是在約 70 公里高度的大气下層中由於陽光輻射和反射所形成的。当隕石到了 100—150 公里的高度，我們便可以看得見，因为隕石只可能在比較密的空气媒体中燃燒和發光。北極光出現在 100—1000 公里的高度。

空气是幾种气体的机械混合物；接近地表的純潔、乾燥空气其組成如下（按体積計算）：

氮	78.08%
氧	20.95%
氩	0.93%
碳酸气	0.03%
氢与其他气体	0.01%

氖、氦、氪、氙的含量比氢还少。

大約在 20 公里高度以內，空气的組成幾乎沒有变化。在 20 公里以上，氧、氩、碳酸气含量逐漸減少，而空气中臭氧的含量則逐漸增加。氧和碳酸气对有机体的生命有巨大意义。氧为動植物進行呼吸作用所必需。植物需要碳酸气来構成它的有机体；其过程是藉助光合作用，將碳酸气和吸收的其他物質構成有机化合物，並將氧放至空中。空气中碳酸气的含量变化不定。在城市和工業中心，空气中碳酸气的含量比鄉村和海洋上要多些，進入大气圈中的 CO_2 或是由火山噴出來的，或是由土壤和有机体放出來的，或是由於有机体腐敗和由化学工業中所產生的。碳酸气可讓太陽輻射透过，但阻擋地球熱的輻射。

除上述气体以外，空气中还含有大量的水汽和塵埃。水汽的含量各处時時不同，依气候条件而定。塵埃是从陸地上升的固体微粒，如火山塵，烟塵和細菌孢子等。在居民密集點和乾燥區域塵埃比較多。在極地、山區和海洋上塵埃最少。

§ 103. 大气圈的結構

大气圈係由幾層所組成：对流層、平流層和游离層。

对流層是直接毗連地表的一層空气層。它的高度平均为 11 公里。在兩極減为 8 公里，在赤道增为 16 公里。对流層中有溫度隨高度逐漸遞減的現象：大約每升高 100 公尺，溫度便下降 0.6°。在兩極，对流層上限的溫度大約等於 −55°，在赤道，達 −91°。赤道上空的对流層其所以厚

度較大，溫度較低，是由於赤道區地表增溫强烈，熱气倒可上升到最大的高度。一切对地球生命有巨大作用的大气现象都在对流層中發生，如空气的运動、雲和雨的形成等。

从对流層的上限至80公里的高度为第二層空气層——**平流層**。

对流層以空气的垂直和水平运動为其特點；平流層的特徵是只具有空气的水平运動。一到平流層中，溫度便停止下降；而且从平流層下限至25公里高度处，溫度实际上保持不变。从25公里以上一直至60公里处溫度反随高度上升。不过因为在这样高度的情况下空气非常稀薄，虽然是高溫也不可能有溫暖的感覺，只意味着動能的特殊狀况而已。

下列为平流層溫度的分佈情况[①]:

高度(公里)……	10—25	30	40	50	60
溫度……	−55°	−50°	0	+30	+55

離地球80公里以上的大气圈上部称为**游離層**。游離層主要也是由氮、氧所組成，但是在100公里以上，氧分子已分裂为原子。在宇宙輻射和紫外線作用下，空气被强烈離子化，分为兩个游離層：一層在100公里附近的高度，一層在200—300公里的高度。

游離層中的溫度最高。在約800公里高度，游離層轉變为分散圈，那裏的特點是气体非常稀薄，而且它們向太空中消散。

§ 104. 地球增溫

太陽是地球上熱的基本來源。誠然，地球內部也是熱的特有來源，但是地殼是極好的絕緣体，幾乎不讓地球內部的熱从中通过（地球表面每1平方厘米面積每年只由地球內部獲得54小卡洛里的熱量）。

从其他星球輻射的熱实际上对地球沒有任何意义，因为其他星球距離地球太远了。

太陽放射巨大熱量於太空中。太陽表面的溫度約6,000°。地球只獲得太陽輻射能很小的一部分，即只佔二十億分之一。但这已足够維持地球上繁多有机体的生存。地球每年由太陽獲得的熱量相当二百万億噸煤的能量。

太陽發出輻射能的總和称为太陽輻射。地球上每單位面積在單位時間內所獲得的太陽能量称为**日射率**。

地球上不同地點的日射率不同，这決定於日地的距離，陽光的入射角以及其他的原因。

当太陽使地球增溫時，陽光的入射角有很大的關係。地球上增溫最强的地方是陽光幾乎垂直投射的地方，即在回歸線之間的地區。自此向兩極，陽光愈來愈傾斜。最後，在兩極附近，陽光幾沿切線射入，使那裏沒有增溫，而只是照耀地表。夏季極地的光照時間比低緯多得多，因为北極自3月21日至9月23日太陽是不落的。極地並不缺乏陽光，而是缺乏熱量。

大气圈对於地球表面增溫同样有很大的關係。当陽光透过大气層時，其一部分为大气散射和吸收，充滿塵埃的空气下層吸收陽光特别多。陽光在大气圈中經过的路途愈远，則被吸收的光和熱愈多。如果以太陽在天頂時陽光經过大气圈的路程为1，則太陽高度和陽光經过大气圈路途

① 表中數字为中緯度的材料。

長度①的对比關係如下：

太陽高度	90°	60°	30°	10°	5°	3°	0.5°
路途長度	1	1.2	2	5.6	10.4	15.5	35.4

由上列的數字，我們看到太陽位置接近地平線時，則陽光經过大气圈路途的長度增加 34 倍；同样，大气所吸收的陽光和熱也增加 34 倍。由此可見，在高緯，巨大數量的太陽能被大气吸收掉了。

光線在大气圈中被塵埃、水滴、冰晶和空气分子所散射。散射的光線使天空呈現蔚藍色；黎明和黃昏的現象也是由於光線散射的原因。日射率也決定於地表的地形和它的屬性。淡色的岩石反光比黑色土壤或有草被的地方强。例如新降的雪能反射 97% 的陽光。大陸和海洋的增溫是不一致的。在日射率相同的情況下，大陸增溫和冷却比水面要快得多而且强烈得多。投射到地上的陽光僅使地球的表層增溫，但如果是投射在水面上，便可透到很大的深度，可使幾十公尺的水層增溫。同样的熱量使大陸表面增溫比水面强烈得多（由於水的熱容量較大）。但是水团放熱也比大陸为緩。水团的这些屬性引起了海洋气候和大陸气候的顯著差別。

§ 105. 地球的輻射平衡

当太陽使地球增溫的時候，地球同時又將它所獲得的熱放入太空。放散的方式是直接輻射、傳導和反射。直接輻射对熱的耗損所起的作用最大。物体溫度愈高，則失熱愈多。因而地球白天放熱比晚上多，夏季比冬季多。

地表熱的收入和支出大体上相等。这样，地球上熱的平衡是可以維持的。

地球收入的熱为直接的太陽輻射和分散的太陽輻射。一部分的陽光为大气和雲所吸收、反射，部分散射在大气圈中。如果把進入大气圈上限的太陽輻射当作 100，則其中只有 43 % 達到了地球。

当地球吸收太陽熱時，同時將它再放入大气中。地球所輻射的熱，幾乎整个为大气所吸收，只有 8% 進入太空中。如果沒有大气圈，地球所獲得的熱量会全部跑入太空。

如果我們研究地球上各个地區熱的收入和支出情況，我們会注意到各地收支的情況不一：地球某些緯度上獲得的熱量大於放出的熱量，而在其他緯度上則剛剛相反。不过大气圈中气流使熱在地球表面重新分配，緩和了各緯度間熱的差額。所以研究各緯度熱的平衡，必須考慮海陸的分佈、气流与洋流。一般來說，每年獲得太陽能的數量由赤道向極地逐漸減少。在極地大气圈上限獲得的熱只有赤道大气圈上限獲得的 40%。事实上，極地獲得熱还少得多，因为在高緯，光線斜切大气層，大部的熱已为大气所吸收，而部分光線又为雪所反射。

§ 106. 气溫

大气發生增溫主要是由於大气与增溫的地表相接觸。接近地表的空气增溫後比較輕，乃往

① 譯註：嚴格地說，由於大气圈各層的密度愈高愈小（如对流層便含有大气全部質量之 70－75%），下列數字只能表示太陽高度和陽光通过大气質量的对比關係。

上升，而冷的、密度較大的重空气下沉來補其缺。这样便產生上升和下沉的气流，即造成对流層中大气混和層的垂直循环。

我們用水銀和酒精溫度表來測量气溫。如果是測定較低的溫度，則必須利用酒精溫度表，因为当溫度達到－38.5° 時，水銀便要凍結。

气象站所用的溫度表为攝氏表，規定沸點等於100°。气象站的溫度表分普通溫度表、最高溫度表和最低溫度表三种。普通溫度表的水銀柱直接隨溫度的变化而升降，所以它表示观測時的溫度。最高溫度表指示一定時期內的最高溫度。体溫表可以作为最高溫度表的例子。最高溫度表的水銀球和管之間有一緊縮部分，当溫度增高時，水銀膨脹，水銀沿管上升。但是当溫度下降時，水銀却不能下降入球，这样，便算出一定時期內的最高溫度。每次观測後，必須把溫度來甩動一下，把水銀抖下去以便下次观測。

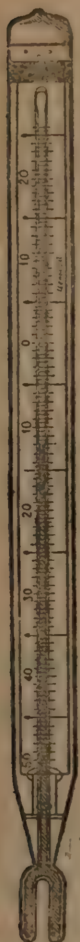


圖 53. 最低溫度表（攝氏）。

最低溫度表（圖 53）可測定某時期內的最低溫度。溫度表管中充滿酒精，其中浮一小玻璃标，当溫度下降時，酒精下降，表面張力令玻璃标隨之下降。但当溫度上升時，酒精膨脹上升，却不帶玻璃标同之上升。停留原处的玻璃标表示兩次观測間時期的最低溫度，而酒精上升的界線表示观測時的溫度。这些溫度表的精確度達到0.1°。最低溫度表經常是橫放着的。我們尋常使用百葉箱（圖 54 与圖 55）來观測大气下層的气溫。百葉箱的四壁係由双層傾斜木板製成。这样既可使儀器免受太陽直射，

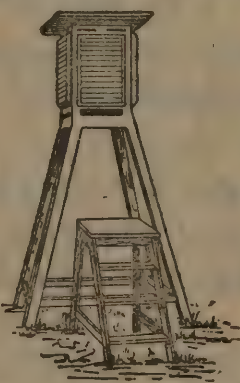


圖 54. 百葉箱的外观。



圖 55. 百葉箱的內景。

而空气又可以自由出入。百葉箱安置在离地 2 公尺高的地方，窗門向北。观測气溫只能在蔭处，否則因为直射太陽光使溫度表管壁和管內水銀（或酒精）增溫，所示溫度不復表示四周空气的溫度，而会大大地誇張眞实情況。气溫的观測每天進行四次，每隔六小時观測一次。根据四次观測的紀錄可計算一日平均溫度。

除上述儀器外，可利用自記儀器記錄溫度，此种儀器称为溫度計。溫度計係由双金屬片構成，金屬片一端固定不動，另一端与槓桿相連。当溫度升高時，金屬片伸直，槓桿上升，而当溫度下降時，金屬片收縮，槓桿下降。槓桿与記錄器相接觸，將溫度变化記錄在鐘錶机体外部的自轉圓筒記錄紙上。鐘錶机体每天或每週自轉一週。記錄器的筆尖在特製的分度格紙上所画的曲線即表示一天或一週溫度的变化（圖 56）。

为了观測自由大气較高層的溫度，我們可將自記儀器安置在探測器或气球上。

日平均溫度的变化決定於当地緯度和其他原因。每日最高溫度与最低溫度之差称为日較

差。沙漠中日較差最大，这主要由於沙漠地區空气透明，土壤暴露，因此熱很快便放散至大气中。

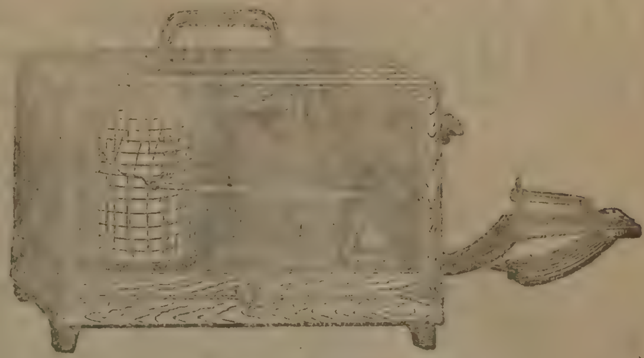


圖 56. 溫度計。

一天的溫度变化情况大概如下：最低溫度出現在日出以後不久，嗣後，溫度上升，因为此時熱的收入超大於支出。由此一直到正午，溫度繼續上升。最高溫度出現在 13—14 時；自此以後，溫度開始下降，因为熱的支出大於收入，並且一直到日出，溫度不断下降。至於地面溫度一年中的变化情况大概如下：最高溫度出現在七月；在夏至以前（6 月 22 日）熱的收入逐漸增加，夏至以後逐漸減少，以至等於支出。此時地球的吸熱和放熱達到了平衡，因此夏至以後不久便出現一年中的最高溫度。冬至最低溫度出現在冬至（12 月 22 日）以後，即在一月。

§ 107. 温度隨高度变化

下層空气由於地表輻射而增溫，由於增溫而膨脹，於是密度变小，乃上升達到对流層的上層；因为气压隨高度而減小，上升的暖空气進入低压區便乃膨脹。此外，上升空气每上升 100 公尺，其溫度約下降 1°。如果空气已为水汽飽和，則当它上升時，溫度下降的現象便有所不同；当空气上升後冷却時，同時發生水分凝結，凝結的水汽於是由空气中分出來；同時，在水汽凝結过程中要放出熱量（汽化潛熱）。由此，空气每上升 100 公尺，溫度下降的度數不等於 1°，而为 0.6° 和少於 0.6°。在不同的具体条件下，溫度隨高度而下降有不同的結果。根据各地多年观測的平均結果，每上升 100 公尺，溫度下降 0.65°。当上層空气下沉至較密的空气層中時，乃行压縮，並每下降 100 公尺，溫度上升 1°。这引起地面气溫上升，称为絕熱过程①。

空气垂直循环在夏季特別顯著，我們甚至可以看得見空气在强烈增溫的地面上一股一股向上移動。夜晚，地面輻射最容易感覚，因为此時已沒有熱的收入。夜晚有時大气上層溫度比下層高。这种現象称为‘逆溫’。逆溫是由於夜晚地球接近地面的空气層冷却，而上層空气冷却較緩，仍然保持白天的溫度。夜晚，低地和谷地有時比高地冷，这是因为冷而沉重的空气匯集於低地的結果。

§ 108. 地球上温度的分佈

为了要对地球表面溫度分佈獲得清晰的概念，我們在分析時採用月平均溫度的指标，並將各地月平均溫度繪在圖上，不同的月平均溫度对应於不同的點。然後用直線或曲線把溫度相同各點联結起來，这样的線便称为等溫線。其次，因为溫度也決定於地形，那末，在山地區域便会出現

① 絕熱过程是在沒有熱的收入与支出的情况下所發生的空气狀況的变化。

十分複雜而繁乱的封閉等溫線。所以尋常作等溫線時，每先將各地溫度訂正为海平面溫度。

最具有代表性的等溫線圖有三：甲，七月等溫線圖，表示北半球最熱月的平均溫度。乙，一月等溫線圖，表示北半球最冷月的平均溫度。丙，全年等溫線圖（圖 57, 58）。

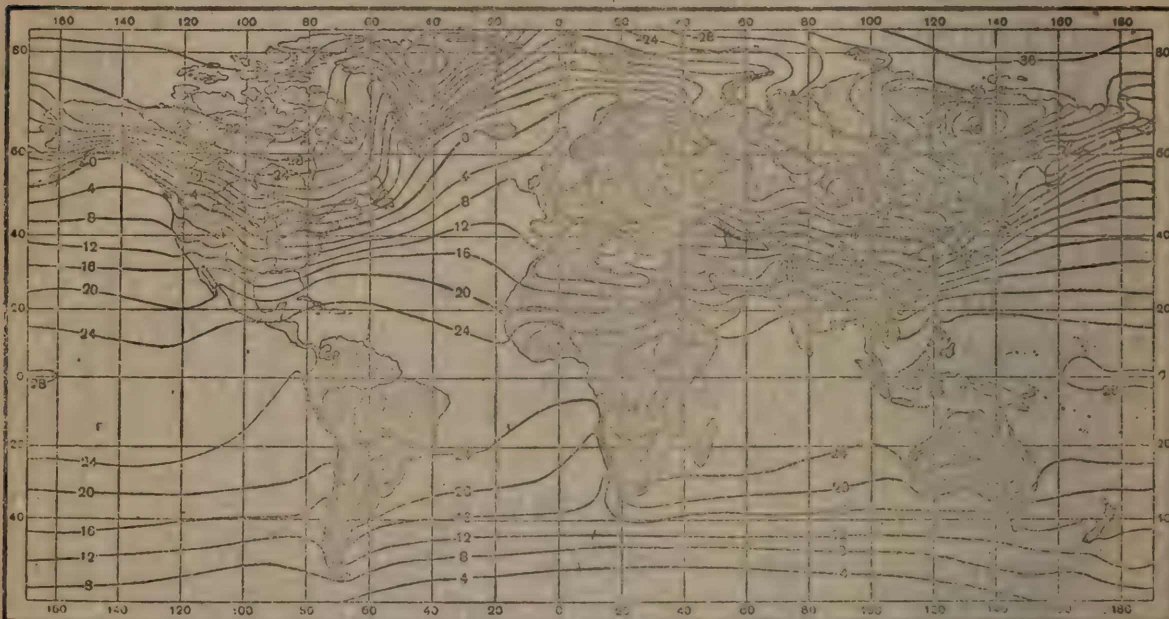


圖. 57. 一月等溫線圖。

如果地表是完全均一的①，那末等溫線会沿緯線分佈。在圖 57, 58 中，我們明顯看到等溫線呈現異常弯曲的曲線。其所以如此，首先是由於海陸分佈不均匀。因为水面保留熱量比陸地長久，所以海面冬溫比陸地高。夏季相反，陸地增溫比水域快，因而夏溫大陸比水面为高。

如果把全年等溫線分析一下，我們会明顯看到北半球比南半球暖些。这是因为北半球陸地面積較廣，南半球水面積較廣，所以北半球增溫比較高。最暖的區域靠近北回歸線，在撒哈拉、阿剌伯和墨西哥。最冷的區域为格陵蘭与南極洲。冬季海洋上的等溫線在北半球向北弯曲，南半球向南弯曲，因为冬季水域比同緯大陸为暖。寒流和暖流同样对等溫線的形狀有很大的關係。

一月等溫線圖表示北半球冬溫的分佈和南半球夏溫的分佈。南半球的最暖區域为南美、非洲和澳洲的沙漠區。北半球陸地上的等溫線和海面上有很顯著的差別。大西洋上的等溫線特別顯著，那裏墨西哥灣流將等溫線远远推向北方，並給當地冬溫以緩和的影响。歐洲大陸等溫線幾乎沿經線進行。歐洲大陸零度等溫線沿挪威西海岸入北極圈内，以後沿經線至北緯 50°，远远經过黑海和裏海。亞洲大陸一月零度等溫線大約沿北緯 30—35° 緯線，至日本上升至北緯 50°。最冷區域在勒拿河以东的維爾霍揚斯克（Верхоянск）与奥伊麥康（Оймякон）。那裏一月

① 譯註：即要末完全是洋面，要末完全是均一的陸地。

平均温度等於－50°，而最低温度達到－69°。这是世界的'寒極'；地球上从沒有發現比这裏更冷的地方。但是人們还比較容易忍受西伯利亞的寒冷，因为那兒空气特别乾燥，而冬季天气常晴朗無風。

像上述的低溫从沒有在西半球發現过。西半球零度等溫線由美洲西海岸北緯 53° 处伸到东岸北緯 40° 处。



圖 58. 七月等溫線圖。

七月等溫線圖表示北半球的夏溫与南半球的冬溫。最暖區域在北回歸線附近——阿剌伯半島、伊朗、印度、北美洲南部和撒哈拉；1936 年在意屬索馬里蘭蔭影下观測出地球上最高溫度为＋63°。七月等溫線比一月等溫線分佈得有規則得多，因为海陸的差别在夏季比較和緩。現在在圖上可以看到大陸上等溫線稍为向北偏移，因为大陸在夏季比海洋暖些。例如在冬季寒極，在維霍揚斯克區，其夏季平均溫度不低於＋15°；在雅庫次克番茄与西瓜可以成熟。北美洲的夏溫比西伯利亞同緯低得多。寒流与暖流在夏季对等溫線的分佈有很大的破坏作用。

南半球的等溫線分佈得更有規則些，这是因为海洋比大陸占优势。最冷的區域为南極洲。大陸气候地區的平均年較差最大，即最冷月和最熱月平均溫度之差最大，而且年較差自赤道向兩極逐漸增大。水域的分佈、地形、与其他一系列的原因对年較差均有影响。最大平均年較差和絕对最大年較差出現在西伯利亞东部維霍揚斯克，其平均年較差達 65°，而絕对年較差近 100°。苏联年較差自西向东至西伯利亞东部繼續增大，但繼續向东至太平洋則減小。

研究地球上溫度的分佈時，可以明顯地看到溫度成地帶性分佈。不过由於海陸分佈、洋流等的破坏作用，未能表現正規的地帶性。地球表面可分为七个溫度帶。

暖帶或熱帶，它以年溫＋20°等溫線或最冷月＋18°等溫線为界。

兩个溫帶，以最暖月 +10° 等溫線与[illegible]分界，此条等溫線幾与森林分佈的北界相合。

兩个寒帶，介於最暖月 +10° 与 0° 等溫線之間。

兩个永久冰凍區，各月等溫線在 0° 以下。这區域包括格陵蘭，南極洲，与某些北方島嶼。

§ 109. 大气密度与大气压力

空气具有一定重量，因此任何物体表面都要感受到空气的压力。物体在地球表面上所处位置愈高，则压在該物体表面上的空气柱愈短，可見压力隨高度而減少。空气的重量並非常數。空气密度决定於压力、溫度和濕度。当溫度和濕度下降而压力增加時，则密度增大，当溫度和濕度上升而压力減少時，则空气密度減少。下層空气的密度常常很大；愈高则密度愈小。我們从物理学上知道已把标準气压確定为1平方厘米横截面上 760 毫米的水銀柱的高度（当溫度 0°，地點为南北緯 45° 处的海平面上）。在标準气压情况下，每上升 10.5 公尺，气压下減 1 毫米。10.5 公尺高度称为气压級。气压級的數値决定於溫度与压力，这个數値隨高度上升而增加。这样，气压級在大气層的不同高度上是不同的。例如在 40 公里的高度上，气压只等於 2 毫米。

横截面 1 平方厘米上 760 毫米高的水銀柱的重量等於 1,033 克。在絕对衡量制度中，一个大气压是 1 平方厘米上所受到的多少達因的力。1 平方厘米面積上受到 1,000,000 達因的压力称为一巴，而千分之一巴称为毫巴。巴为現在計算压力的單位，氣壓表以毫巴計算。

海平面上标準气压等於 1,013 毫巴，或 760 毫米水銀柱的高度，或即称为一个大气压。

1 巴＝705.1 毫米（水銀柱高度），1 毫巴＝0.75 毫米（水銀柱高度）①。

§ 110. 气压表高程測量

气压的高低是用气压表來測定的。气压表分水銀气压表与金屬气压表（空盒气压表）二种，在進行气压表高程測量時我們用空盒气压表（圖 59），即在水準測量工作中用空盒气压表來確定独立的點、路線或面積上的标高。用气压表進行高程測量不能達到很大的精確度。但如果所要求的精確度並不高，而要確定絕对高程的地點不容許使用更精確的方法來進行高程測量時，則气压表便成为唯一可用的儀器。因此气压表是任何考察隊（無論是地質考察隊，地理考察隊，土壤考察隊或其他的考察隊）必須携帶的設備。如果[illegible]地形起伏時，空盒气压表必須常[illegible]訂正，[illegible]实驗室檢查時，必須附呈檢查証明書，其中載有訂正表數字。

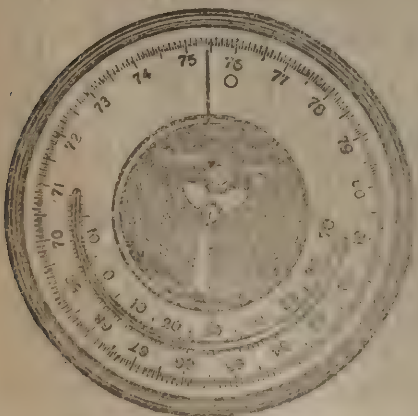


圖　59．空盒气压表。

[illegible]進行气压表高程測量時，必須同時記錄气压、溫度与時間。气压表高程測量的实际精確度可達 2 公尺。如果在進行观測时[illegible]達 200—300 公尺，那末空盒气压表的誤差便

① 譯註：原書为 1 巴＝760.06 毫米，1 毫巴＝0.76 毫米，想係排印錯誤。



圖 60. 气压計。

不会大於1公尺，最好採取循迴路線，这样便可以校訂空盒气压表的記錄，使它們趨於一致。通常在測候站裝置自記空盒气压計（圖 60），以便根据一定時期內的气压变化記錄來校正。为此，須注意从观測者出發到他回到測候站这一段時期气压計上的讀數。

在進行气压表高程測量時，必須㑽可能把气压变化和已知标高（如水準标石、幾何水準測量的标誌）联繫起來；同時，週期地对已知高度的附近气象站進行观測也是很重要的。

§ 111. 空气水平和垂直移動

空气一經增溫便要膨脹，於是往上升（圖 61）。由於暖空气上升，因而在大气增溫部分和沒有增溫的部分構成等压面差（等压面即为压力相同各點構成的面）。由於气压不均衡，上升空气乃流向較冷空气一面，从而增加冷空气下層的压力，因此下層冷空气乃向較暖空气一面移動。所以当大气發生垂直运動的同時，也發生水平运動：大气上層的运動方向是由暖空气流往冷空气，下層則由冷空气流往暖空气。

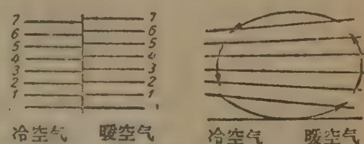


圖 61. 熱力形成風的示意圖。

这样，溫度差和由溫度差所引起的气压差是气团移動的基本原因。空气每由高压區移向低压區。

有限空間內的空气水平运動称为風。單位水平距離的气压差称为气压梯度或压力梯度。通常假想地以經度 1°（即 111 公里）作为距離的單位。气压梯度繪在圖上为由最大气压至最低气压的向量。气压梯度愈大則風愈强。

为了要对地表压力分佈情況獲得明確的概念，我們在分析時採用等压線。先在地圖上相当气象站的位置填入各該點已訂正为海平面的气压值，然後把气压相同各點用直線或曲線联結起來，这些線便称为等压線。按照等压線分佈的性質，可分为高压區和低压區。和溫度一样，地表上压力的分佈也具有地帶性的特點。

§ 112. 大气环流

除溫度外，还有許多其他原因影响地表压力分佈：如地球的旋轉，地面的不均一性等等。地球旋轉使任何自由移動的物体从它原來的方向偏離，北半球向右偏，南半球向左偏。

現在讓我們來看看地表大气环流圖（对北半球而言）（圖 62）。为了研究的方便，我們假定地表是完全均一的。

在赤道區域，空气下層從受熱的地面獲得熱量，这時空气每增溫時便行膨脹，直往上升，構成

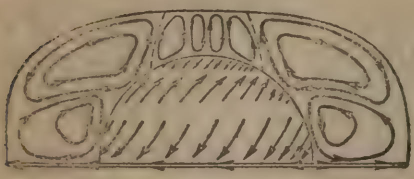


圖 62. 大气环流示意圖。

强大的上升气流。暖空气升至赤道的上空後，在上層分向南北移動。这些气流(風)称为反信風。它們的方向可以根据高雲的运動来判断。由於地球旋轉的影响，反信風在北半球偏右，南半球偏左。这样，反信風在北半球首先为南風(南風是指由南面吹來的風)，嗣後轉为西南風。而在南半球，反信風首先为北風，嗣後为西北風，最後反信風在北半球和在南半球一样，在 30—35° 緯線处由於偏向非常强烈，遂轉为以西向为主，即气流沿緯線向东移動。

經过某种程度冷却的反信風輻集在 20—35° 緯線处，在那裏構成空气的堆積，並往下沉；於是使下層压力增加，形成副熱帶高压區。同時在 30° 緯線处地表經線之間的範圍縮小，这也促使气团下沉和增压。

在副熱帶高压區，空气下沉，压縮，增溫，同時空气濕度远离飽和點，因而下沉的气流乾而熱。这便是副熱帶區域分佈着乾燥草原，半沙漠和沙漠的原因。

在大气下層赤道最低气压与副熱帶最高气压間，發生經常的風系，由北緯、南緯 30—35° 处吹向赤道，这种風称为信風。由於地球旋轉的偏向的影响，北半球信風的風向不是由北而南，而是由东北吹向西南，南半球由东南吹向西北。在海洋上和島嶼上，信風表現得最完好，全年風向一定。

这样，空气在赤道与北緯 30—35° 間运動形成一个封閉的环。环的上部有西南向气流，称为反信風，下部有东北向气流，称为信風。大概說來，南緯 30° 与北緯 30° 間的整个區域称为信風區，而赤道區域为無風區。無風區与信風區隨太陽而南北移動，但落後於太陽。

如前所述，30—35° 緯度处为高压區，气团自此向兩極运動。由於地球旋轉的影响，發生偏向，在北半球变成了西南風，南半球变成了西北風；而且愈接近極圈，風向愈为偏西。在兩極，由於空气强烈冷却，也成为高压區。冷气团自此沿地表流動，在北半球構成东北風，南半球形成东南風。在緯度 70—75° 处为比較低的气压區，成为兩極气流和副熱帶气流的輻合區，即一方面为由副熱帶 30° 緯線处來的副熱帶气团，另方面为由兩極來的冰洋气团。溫帶的風变化多端，这一點和信風不同。

这样一來，地表風的分佈也和溫度一样，具有地帶性的特點。

赤道上为低压和無風區，以气流垂直运動为其特點。赤道与南北緯 30—35° 間为常年信風帶。南、北半球的南、北信風帶为高压區，以空气下沉运動为其特點。在緯度 30—35° 与極地間为廣寬的低压帶，以西風为主，而自兩極經常流出乾燥而寒冷的气团，在北極地方为东北向，南極地方为东南向。

上面所述僅是大气环流的基本特徵。实际上由於一系列因素的影响，大气环流的情况要複雜些。在这些因素当中，首要的为海陸的分佈、地形的性質与洋流等。这些因素使气流發生偏向，使地表各个地段增溫不同，由此發生新的气流和風。但無論如何，大气环流的基本規律無疑地是仍然存在的。

当我們分析大气环流時，必須同瞭对流層各处並不是均一的，对流層内部按其屬性不同，可

以分为各种气团。

在不同緯度上形成的气团有不同的屬性。它們的屬性与它們所在緯度的地理环境相符合。按照它們形成的源地，可以把主要气团分为四种：卽冰洋气团、中緯或極地气团、熱帶气团与赤道气团。此外，如果气团是在海洋上形成的，便称为海洋气团，如果形成在大陸上，便称为大陸气团。

气团移動愈远時，它的厚度愈益变薄，而且由於下垫面的影响，在运動的途中也要变性（变形），一方面成为各地域間熱气或冷气的輸送者，一方面气团本身改变其温度、濕度与气压。

不同气团間的分界帶为‘鋒’。鋒線是弯曲而不規則的。例如冰洋鋒上冷舌常远远進入到極地气团的深处，而温帶暖溫濕潤的气团也可楔入乾燥寒冷冰洋气团中。当冷气团包圍暖气团時，便为气旋構成了条件，而当暖气团包圍冷气团時，便为反气旋構成了条件。

§ 113. 气旋和反气旋

寒冷冰洋气团与較溫暖極地气团常在中緯發生鬥爭。冰洋气团自此衝入，有時達到克里木与中亞各共和國。在气团边界上，卽鋒上，常常產生巨大气旋，進入苏联，使天气不断变化。

§ 114. 气旋

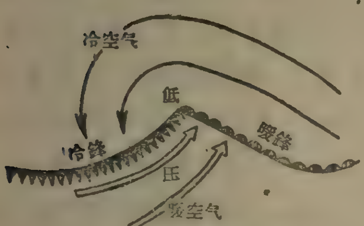


圖 63. 气旋示意圖。

空气在冷气团和暖气团分界的鋒帶上以不同速度运動着，而鋒線上好像有空气波產生似的（圖 63）；同時冷空气运動較快，流入暖气流之下，排挤部分暖空气向上，此時空气層便發生旋渦。空气用力自旋渦中心排向边緣，因而暖气流頂尖附近压力强烈下降。这种中心压力降低的大气旋渦擾動称为气旋。空气總是向較低气压區域运動的。因此，在气旋中，空气运動是由四周至中心；但是由於地球自轉，風在北半球偏右，於是形成反時針的旋渦（圖 64）。在气旋發展过程中常伴隨發生降水，因为暖空气逐漸沿冷空气上升（圖 63），冷却，隨之水汽凝結，形成持久的降水區。在冷鋒區域，冷空气流入暖空气之下，並將暖空气排挤向上，也同样要引起降水。在空气旋渦狀态發展的过程中，气旋逐漸消失，發生暖鋒与冷鋒的閉合（錮囚），最後气团的位置变为相当穩定：冷空气在下面，熱空气在上面。不过在气旋沒有消失以前却非常活躍，每經过一地，必使天气發生变化。在夏季，气旋帶來雨水和寒冷，而冬季帶來融雪、雪暴和降雪的天气。

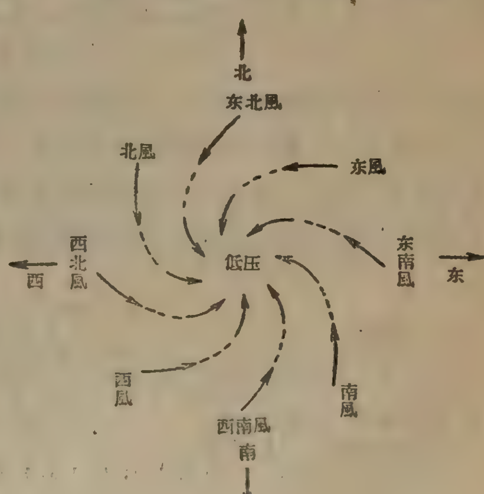


圖 64. 北半球气旋中的風向。

气旋不但可以在鋒帶上發生。如果某些島嶼或半島增溫比海洋强烈，或者沙漠增溫比四周地區强烈，也可以產生低压中心。气旋常發生在对流

層的中層；常常接連產生四个和四个以上的气旋，成为一串气旋族向四方擴展。它們的大小各不相同，直徑由幾百公里到2,000—2,500公里不等。流入巨大气旋的旋渦中心的有極不相同的气团：溫暖、寒冷、濕潤、乾燥等气团，有時發生狂風。气旋每日經过的路程常達600—1,200公里。

气旋在大气中的意义是很大的：它挾帶雨水，造成雨水，並使不同地區的气团發生交換。

熱帶气旋是破坏性的颶風或颱風，海中的颶風尤为危險。例如1932年暴風浪襲擊古巴島上聖他克魯茨城，造成很大的破坏，並死亡2,500人。溫帶气旋沒有这样强烈，但有時也具有巨大的風力。例如当气旋經过波罗的海時，常將水驅入聶瓦河口，有時引起列寧格勒泛濫。

气旋發生的區域位於大西洋的中緯部分。气旋自此向东移動，經过西歐以至东歐，於是原來的海洋气团漸漸轉變为大陸气团。

§ 115. 反气旋

反气旋与气旋完全相反；它是气压升高的區域，空气运動係由中心流向外圍。因为地球旋轉，北半球風向偏右，所以北半球反气旋中的風是順時針方向运動的，而在南半球則反時針方向运動（圖65）。由於反气旋中心發生气团下沉和增溫，致以天气乾燥，晴朗而無風。只有秋季的大西洋反气旋才發生毛毛雨，这算是例外。反气旋比气旋穩定，但也沿地表移動，冬季帶來特別明朗而寒冷的天气，夏季則帶來熱而乾燥、晴朗的天气。反气旋擴及巨大的範圍。形成反气旋的原因是由於下沉气团的堆積（副熱帶區域），或由於大陸冷却得特別厲害，以致寒冷而密緻空气匯集。進入苏联的反气旋發生於北極地方，格陵蘭，亞速尔羣島和西伯利亞东部。寒冷冰洋气团自北極地方經喀拉海經常深入大陸。反气旋有時也由格陵蘭經科拉半島侵入大陸。西伯利亞最大气压之所以形成，是由於冬季亞洲大陸强烈冷却，而且这裏的气压整个冬季都很高，很穩定。由於西伯利亞最高气压的存在，進入俄罗斯南部的低压乃發生分支。

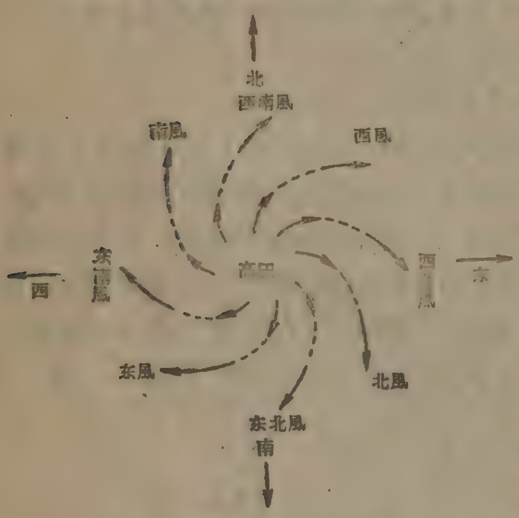


圖 65. 北半球反气旋中的風向。

§ 116. 海陸風与季風

因为水团与陸地熱容量不同，在水陸表面經常存在溫度差。所以在海岸上和大湖边乃發生週期性的風，名叫海陸風。白天，風由海吹向陸地，因为白天海面比沿海陸地增溫少，海上的气压比大陸高（因为大陸上空增温引起气压下降）。海風只波及沿海，吹入大陸約25公里。夜晚，風由陸吹向海面，称为陸風。陸風的形成是由於夜間大陸强烈冷却，而海洋却甚緩，仍保存着白天一部分的熱量。陸風常比海風弱，只能達到8—10公里远的海上。在熱帶，海陸風全年都有，但在溫帶只有夏季才有。

季風形成的原因与海陸風相類似，只是風力远較強大，而且以半年为週期。季風在垂直方向和水平方向擴及的範圍很大，而且地球旋轉所生的偏向力对它起很大的偏向作用。夏季大陸增溫比海洋強烈，大陸成为低压區，所以風自海洋吹向大陸，帶來了水汽和涼爽。冬季大陸強烈冷却，大陸上成为高压區，風乃由大陸吹向海洋。季風在亞洲东部与南部以及赤道非洲的西部特別發達；它对苏联远东部分的气候有很大的影响，因为夏季風自海上吹來，濕潤涼爽，給那裏帶來了雨澤。苏联远东部分最大降水量在七八兩月；此時要引起黑龍江及其支流泛濫。冬季由於大陸

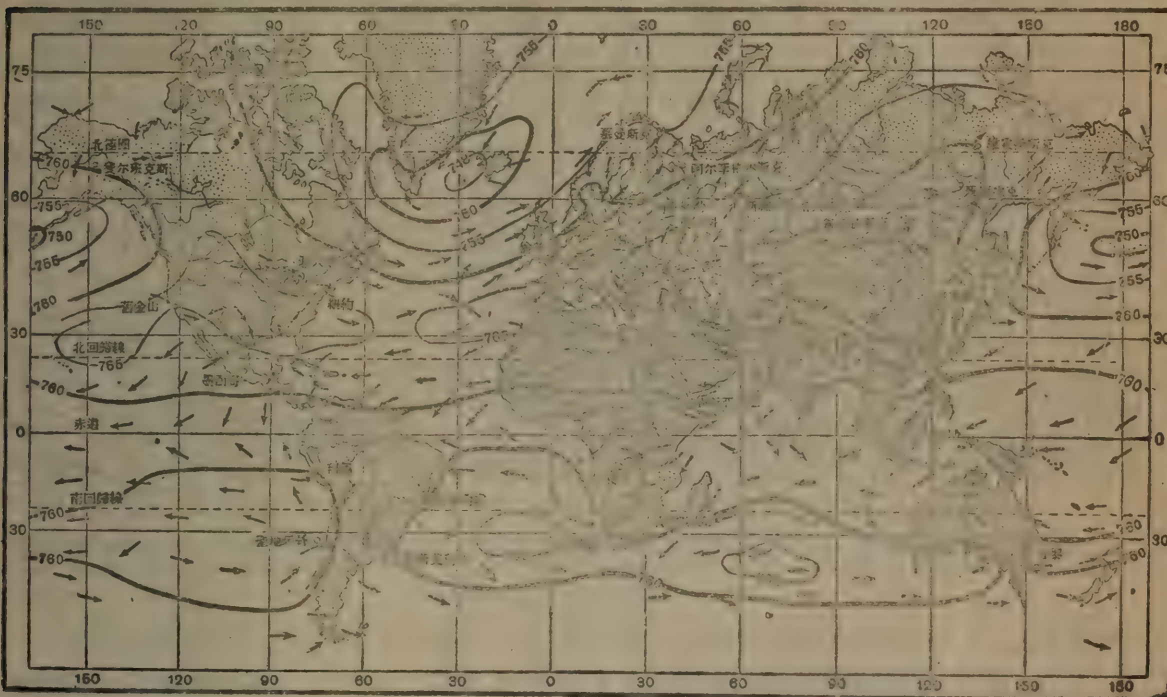


圖 66。一月等压線和風圖。

強烈冷却，西伯利亞东部成为高压區，於是季風把寒冷、乾燥的空气帶到沿海，在沿海構成寒冷、晴朗、乾燥的天气。印度洋四周为大陸所包圍，它的北面为巨大亞洲大陸。由於亞洲大陸夏季強烈增溫，冬季冷却得厲害，这給印度洋的季風構成特別有利的条件。印度洋上夏天的季風方向与信風方向相合，实际上是信風的延續。由此可見地理因素使大气环流複雜化，而季風也沒有孤立於大气环流之外。

§ 117. 地表气压和風的地理分佈

現在我們來分析一下一月与七月等压線和气团的分佈，即冬夏气压的分佈（圖 66,67）。冬季北大西洋上是一低压區，所以西歐与苏联歐洲部分盛行西南風，帶來溫暖濕潤的空气，造成柔和的冬天。这裏是气旋停留的地方。此時在亞洲（蒙古和西伯利亞东部）却孕育着反气旋，空气从这裏分別向东向西流動。亞洲反气旋區向西突出的高压擴展到苏联歐洲部分的南部，所以这裏冬季經常吹东風，加強了气候的大陸性。苏联遠东部分为寒冷的西北風。

到了夏季，由于格陵蘭冷却的影响，大西洋北部成为高压區，所以歐洲，甚至西伯利亞西部也盛行西風和西北風。

30° 緯線处为常年高压區，而赤道由於强烈增溫为一低压區，因此信風經常自 30° 緯線附近



圖 67. 七月等压線和風圖。

吹向赤道。

南半球 30° 緯線附近全年保持高压，造成穩定的东南風。而一月（卽南半球的夏季）由於大陸强烈增溫，南風与西南風自南極洲吹來，使大陸西岸的溫度下降。

§ 118. 地方風

地形的性質对空气运動的方向有很大影响；由於这种影响所形成的風称为**地方風**。

§ 119. 山谷風

在山地，有兩种風在一天当中作週期性的更替，这幾乎在每一个地點都可感覺到。夜間山峯与山坡强烈冷却，因而寒冷而密緻的空气順谷地往下流，形成下沉的山風。白天山坡强烈增溫，風由谷地沿山坡往上吹，形成上升的谷風。

在山地地形条件下，每每產生一种熱而乾燥的風，这种風称为**焚風**。它是在山脈兩面气压不同的条件下發生的。空气自高压區往低压區运動。当在它运動途中碰到山脈時，气团開始沿山坡上升，並逐漸冷却；如因上升的为濕潤空气，則每上升 100 公尺，其平均溫度下降 0.6°。当气团上升至一定高度時，水分便在山坡上凝結。待气团越过山脈後，下沉的空气業已乾燥，同時由於

每下降100公尺温度增加1°，气温復又增高。於是下沉气团变成了特别乾而暖的風，甚至成为非常炎熱的風。焚風來臨時，溫度迅速上升。春季的焚風可加速雪的融化，而夏季常帶來嚴重的乾旱：使草類枯黃，樹葉枯乾而凋落。焚風在阿尔卑斯、高加索和中亞西亞山地等地可以碰到。

§ 120. 布拉風

布拉風与米斯特拉里風形成的原因和焚風相同。夏季布拉風或东北風和焚風一样，是乾燥而且非常炎熱的風。冬季反气旋盤据着北高加索草原，同時它的沿海为一較低气压區，因此冬季由北高加索吹來乾燥寒冷的風。由於有高加索山脈擋住，寒冷的北風一般吹不到黑海沿岸，但在新俄罗斯克（Новороссийск）附近因山脈較低，寒冷气团有時仍越山襲擊沿海。这些乾而冷的气团沿山坡爬升時，每上升100公尺溫度下降1°，但越山而下時每下降100公尺溫度又上升1°。这样，下沉至海岸的風仍然冷而乾燥。当布拉風來臨時，每產生强烈的暴風雨。布拉風与沿海暖空气混合，引起溫度下降和水分迅速凝結。水汽凝結为霜，在屋頂或樹枝上盖着厚厚的一層。在海上，風掀起巨大的浪，把大量水沫翻騰到停泊的輪船上，結成厚厚的冰層（圖68）。布拉風風力非常强烈，以致可以摘去屋頂。

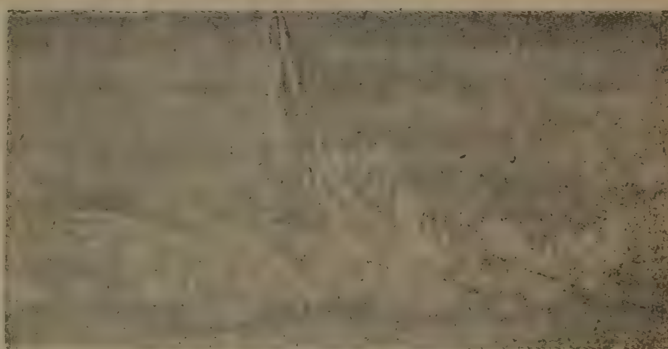


圖 68. 布拉風發作時被冰層覆蓋的輪船。

在特里雅斯特和普罗汪斯（Прованс）①也有類似的風，称为米斯特拉里風。

§ 121. 旱風

苏联歐洲部分的东南部所有炎熱而乾燥的風，統称为旱風。烏克蘭和东南諸草原的風有時風力很大，同時溫度達40°。使土壤迅速变乾，並吹散很厚的耕作層，形成塵暴，有時土壤微粒沉積得离原來的地方很远。这种風的形成与大气的反气旋有關係。

沙漠中的風与旱風相似，但風力更大。如阿剌伯的熱風（самум），埃及的五旬風（хамсин）②。

§ 122. 观测風的方法

風向是指風从地平面上哪一點吹來的。为了表示这些點，我們將地平圈均分为16方位，基本方位为北（С）南（Ю）东（В）西（З）。这样可分出下列的風向：北（С）；东北北（ССВ）；东北（СВ）；东北东（ВСВ）；东（В）；东南东（ВЮВ）；东南（ЮВ）；东南南（ЮЮВ）；南（Ю）；西南南（ЮЮЗ）；西南（ЮЗ）；西南西（ЗЮЗ）；西（З）；西北西（ЗСЗ）；西北（СЗ）；西北北（ССЗ）；北（С）。測定風向通常利用

① 譯註：法國东南罗尼河东岸近地中海部分。

② 譯註：为埃及自三月中旬起吹約50天的东南熱風。

压板風力表(флюгер)。为了測量風速，一般將風分为13級，即由0級至第12風級。風速以每秒吹若干公尺來表示。測定風速可利用風速計。

§ 123. 大气中光的現象(折光)

空气的密度隨高度逐漸減少，所以光線通过大气中發生屈折，以致物体的可見高度看起來比眞实高度大。例如我們看到地平線上星的高度比实际高度大些。愈接近天頂的星，其光線屈折愈小。我們可以把折光現象分为地面折光（光線由地面的物体來的）与天文折光（光線由星辰或其他宇宙發光体來的）兩种。由於地面折光，地平線实际能見的距离比理論上約大6—8%。如果大气密度隨高度迅速減少，例如由於下層空气強烈冷却，那末尋常不能看見的位於地平線以下的物体，这样一來便可以看得見了。例如在非洲有時發現很強烈的折光，与地平線成5°的角，因而位於地平線以下5°的太陽仍舊可以看到。

因为不同密度的大气層成橢球体形狀，那末光線在水平方向也發生偏向；这种現象称为旁折光。海、大湖、与山脈对光線屈折有很大的經常性的影响。旁折光差有時達到幾秒。这样一來，垂直和旁折光对地形測量与大地測量工作有很大的影响。

§ 124. 幻景

如果空气下層溫度比上層低，位於很远的物体看起來好像上升至空中，而在这之上我們还可以看到同一物体的倒像。这种現象称为上層幻景，在極地常常可以看到。在沙漠和南部草原，地面強烈增溫，看到的为下層幻景。这時倒影出現在物体的下面。有時当大气溫度層具有一定的分佈時，还可以看到上層幻景和下層幻景同時出現，物体的形狀則常常歪曲了。这种現象称为海市蜃樓。

§ 125. 晨昏矇影的現象

在無雲的白天，有兩种光線到達我們的眼簾：直接的太陽光和大气散射的光線。傍晚，当太陽落在地平線以下時，陽光虽已不能達到地面，但是仍可照耀到大气的高層，而大气再分送散射光出來，这時就有黃昏，即是由光亮轉为黑暗的过渡時分。在清晨日出的時候，也發生相同的現象。这些合起來称为晨昏矇影。从晨昏矇影的延續時間和它的強度可以看出大气作为分散媒体的狀況。研究这些現象，可以帮助我們來認識大气的高層，因为大气高層是無法去直接研究的。晨昏矇影在赤道出現的時間最短，只有24分鐘。而在兩極却可以繼續許多天。在高緯，傍晚的晨昏矇影和早上晨昏矇影合而为一，这种現象称为‘白夜’。这在列寧格勒發生在七月末。

早晨和傍晚的霞光对研究大气高層有很大作用。早晚的霞光就是日出和日落時五色繽紛的天穹。它的顏色的性質和強度決定於大气狀況。例如大气中若含有大量水汽，霞光便呈紅色。

§ 126. 大气中的水汽

大气中水汽是由水面、雪覆蓋面与冰的蒸發以及由植物水分蒸發而來的。

大气中水分的含量对地球生命有極大意义，地上植被的分布，水文網的分布，土壤与植被的形成便決定於降水量。降水量对地形性質有很大影响，它可促使侵蝕过程、表面沖刷、和岩層風化朝着某一定方向發展，而这些过程在地面景观中留了一定的痕跡。

§ 127. 絕对濕度与相对濕度及其測定的方法

絕对濕度是1立方公尺的空气在一定溫度下的水汽含量，單位以克計算。絕对濕度也可以水汽压①来表示，即以水銀柱高度——毫巴或毫米来計算。溫度愈高，空气中可能含的水汽愈多。在一定溫度下，空气中水汽含量是有一定限度的，在通常的条件下，超过这限度是不可能的，因为此時水汽把所有的空間都飽和了。

相对濕度是一个比率，即空气中水汽的含量与在同一溫度下空气已为水汽飽和時的含量之比。相对濕度以百分比表示。在某一溫度下，飽和水汽压与空气中实际水汽压之差称为**濕度差**(或飽和差)(дефицит влажности)。空气的絕对濕度達到飽和時的溫度称为**露點**(точка росы)。

測定絕对濕度和相对濕度可利用專門的儀器——濕度表与乾濕球溫度表。



圖 69. 阿斯曼乾濕球溫度表。

用乾濕球溫度表測定濕度的原理是比較兩个溫度表所示溫度的差別。一个溫度表的水銀球是乾的，另一个水銀球是濕的，即將水銀球裹以用水浸濕的細布。球面水的蒸發引起濕球溫度表的溫度下降，其蒸發的速度決定於空气中水汽飽和的程度。根据兩溫度表之差，依照專門的表可查出絕对濕度和相对濕度的數值。阿斯曼乾濕球溫度表上裝有通風器，藉此吸入外面空气並使其沿球的表面通过，以加速其蒸發(圖69)。

毛髮濕度表是利用人髮的伸縮來測定濕度。理由是：当相对濕度增加時，用鹼洗过的头髮，即脫脂的头髮能隨濕度的增加而吸

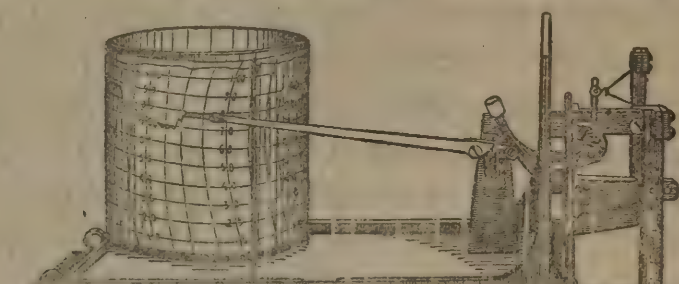


圖 70. 濕度計。

濕伸長(圖70)。現在獲得最多的为濕度計，其作用原理是：一定条件用槓桿系統將濕度表与記錄器連接，自動地將相对濕度記錄在轉动的圓筒上。

① 譯註：或称水汽彈性。

§ 128. 大气中水汽的分佈

絕对濕度与相对濕度决定於温度。温度愈高，絕对濕度也愈高，而相对濕度愈小。这在一天温度变化中表現特別明顯：当温度升高時，絕对濕度必隨之升高。

絕对濕度的年变化与温度的年变化相符合。冬季絕对濕度最小，夏季最大。絕对濕度在地表的分佈与温度条件也有關联。例如最大絕对濕度在赤道，約25毫米，最小在極地，約0.1毫米。地表的地形和海陸的分佈对絕对濕度也有影响。絕对濕度的变化均与温度变化相符合，但沙漠与大陸內部除外。相对濕度在很大程度內决定於海陸的分佈。在海洋上，自赤道至兩極其相对濕度相同，等於80%。由海岸至大陸內部，濕度逐漸減少，至寒帶又增加，这是由於寒帶的温度非常低，只需少量水分便可使空气飽和。副熱帶高压區是相对濕度最小的地方。

§ 129. 蒸發及其測定的方法

水分蒸發与温度和大气运動有緊密的依存關係。当温度增高時，飽和差增大；这就是說当温度增高時，要使空气中水汽達到飽和，必需更多的水分，因而蒸發增大。風能將濕土、植被、和水面蒸發的水分帶走，因此也可促進蒸發。

我們必須將蒸發量和蒸發力的概念加以區別。蒸發力是指在某一温度与压力時可能蒸發的水量，即如果有足够水分供蒸發的情況下的蒸發量；而蒸發量是实际蒸發的水量。例如沙漠中的蒸發力很大(蒸發的能力)，但蒸發量却很小，因为那兒沒有水分可供蒸發。在水面上，这兩个概念是相同的。水分蒸發時，要耗費汽化潛熱，所以气温因此稍下降。蒸發量是用蒸發了的水層(毫米計)來測量的，通常是用特製的蒸發儀來測定。

§ 130. 大气中水分凝結的条件和進程

大气中的水或者凝結在地面上，或者凝結在空气中。水汽轉变为液体狀态(即凝結)的必需条件为空气中的水汽必須过飽和。此外，凝結还須要有‘凝結核’。由於凝結核有吸引水汽分子的能力，所以能促進水汽凝結。塵埃、燃燒產物和海鹽的微粒都是凝結核。浮懸在空气中的最小水滴在地面積成霧，在高空形成雲。空气中水汽飽和的基本原因是空气的冷却；气温愈低，飽和時所需的水汽愈少。空气冷却的原因很多。最普通的原因是空气由於上升和膨脹而冷却。空气上升又可能有好幾种情况。当气团在途中碰到山脈時，不得不越山而过，此時气团为被迫上升。当地表增温時，則發生自由上升。最後，空气在气旋中也發生上升运動。

地面强烈輻射也可以成为空气冷却的原因；在冷却的地面上可形成露，如果温度在0°以下，則成为霜。当温度不同的气团互相混合時，以及当气团由較暖的地區移往較冷的地區時也發生空气冷却。由此可見，雲、霧、露和霜的形成是由於水分凝結条件的不同。

霧常常在[illegible]上，在河流和湖泊上。这是因为这些地方有濕潤[illegible]的空气上升，而当[illegible]時，水[illegible]凝結。冬季由於下層空气强烈冷却也可以產生霧。[illegible]气团在較冷區域移動時，或不同温度的

兩种气团混合時，均可形成霧。所以在寒地海洋上或海岸上，常常有霧，因为不同温度的气团常在这裏混合。城市霧是十分特殊的一類。这裏成千成万火爐噴出巨量的烟和气体，不断地供应凝結核。在目前的倫敦，霧是經常的現象，那裏很少看到晴朗的天空。倫敦近郊的霧气就輕微得多。

§ 131. 雲量与雲類

雲是地面上一定高度的大气中由水汽形成的，具有最小水滴、雪晶与冰晶聚積的形态，在結構上和霧相同。从地球表面，从大气中不断地有水汽上升、冷却、凝結，形成水滴。然後最重的水滴開始自上下降；在沒有達到地表前，由於近地表空气層中很溫暖，下降的水滴一部分復又蒸發，有時全部水滴都蒸發掉了。然後水汽又上升，重復凝結，形成水滴或雪晶。这样，如果外界的情況不变，雲中会不断發生物質的更新：雲的某些組成部分不断消失，立刻为其他成分所補充。雲量的產生与濕度和气溫有關。濕度愈大，雲量愈多。雲量大的區域为赤道。自赤道向信風帶雲量逐漸減少，沙漠上的雲量最少。在中緯和極地區域，雲量又增加，特別是它的沿海地帶。影响雲量分佈的基本原因为海陸分佈与大气环流。

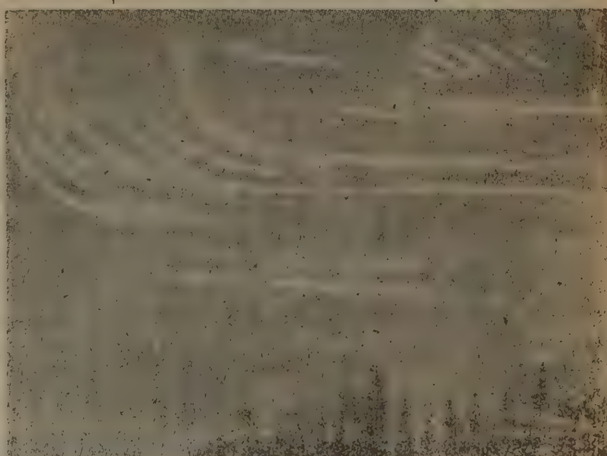


圖 71. 卷雲。

雲是按照其距地面的高度和形狀來分類的。基本的雲形如下：

1. 卷雲 (Cirrus) 为雪白色的纖維狀或羽毛狀的薄雲(圖 71)。

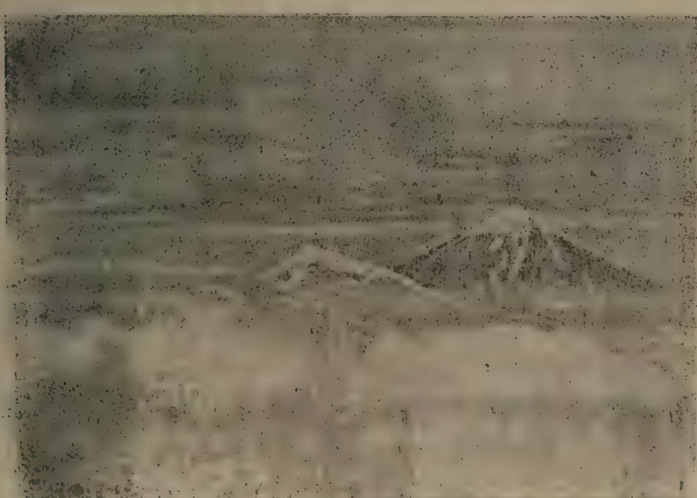


圖 72. 層雲。

2. 層雲 (Stratus) 呈整片覆盖物狀，遮盖着天空，有時整片隨風飄舞。低層雲可產生雪和雨(圖 72)。

3. 積雲 (Cumulus) 是巨大圓穹形的緻密雲塊。从它們之中常分裂不大的雲塊，称为‘朵雲’。積雲的形成是由於气流垂直上升。常常由積雲形成暴雨雲 (圖 73)。

4. 雨層雲(Nimbus)是陰暗而稠密的雲，雨雪暴風雨即由其中發作。

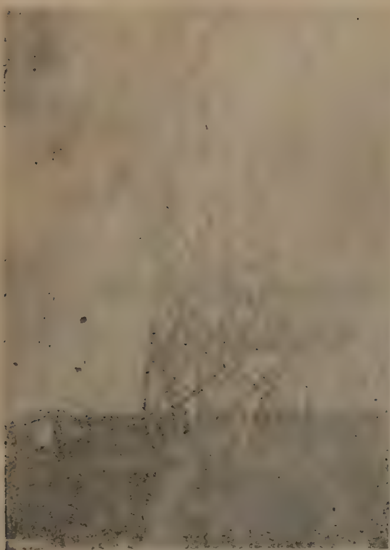


圖 73. 積雲。

[illegible]列幾類:

甲、上層雲(高度在6,000公尺以上):

(甲)[illegible];(丙)卷層雲。

乙、中層雲(高度自2,000至6,000公尺):

(甲)高積雲;(乙)高層雲。

丙、低層雲(高度[illegible]至2,000公尺):

(甲)[illegible]雲;(乙)層雲;(丙)雨層雲。

雲量[illegible]可測定。普通將雲量分0至10級:0表示天空無雲,1表示天空十分之一为雲所遮盖,2表示天空十分之二为雲遮盖。10表示整个天空为雲遮盖。

§ 132. 降水

最小水滴在雲中形成以後,便逐漸增長,匯合,变大,最後下降为雨。水滴匯合並不是經常發生的,而只是在一定条件下才能發生。如果大气中的水滴微粒大小相同,电荷相同(同是帶陰电或都帶陽电),而且溫度又相同,那末甚至稠密濃厚的雲也不会下雨。但是如果这些条件之中有一个不能满足,便可能產生降水。最近研究証明,如果雲中具有各种狀态的水——固体、液体与气体,便能促進雨水的形成。当雲在垂直方向達到很大發展時,即当雲峯達到冰晶飄浮的高度時,这些狀态的水可能同時存在。此時雲的上部係由冰晶組成,雲的下部由水滴組成。这样的雲在冬季可降雪与雪粒,夏季可降雨和雹。

空气中含有活躍的凝結核对水汽凝結有很大的意义。例如巨大化学工業區域便常常降雨。雨滴下降時,沿途要吸引懸在空中的各种微粒。这些微粒含有各种不同的物質(塵埃、海鹽等)。

雪是水汽在0°以下溫度凝結形成的。气团在地表增溫後便往上升,上升時又逐漸冷却。上升到了一定程度的時候,其中水分便要凝結。这样,空气上升愈高,其中所含的水分愈益減少,当達到很大高度的低溫區域時,剩餘水分乃晶化。高雲不是由水滴組成,而是由最小的冰晶組成。小冰晶逐漸下降,走近地面時便行融化;但如果近地空气層溫度很低,也可能增加新的晶体,下降为雪。雪晶有複雜而多样的形狀,依近地空气層的溫度为轉移。在北極地方和西伯利亞东部溫度很低的情况下,雪以最小雪塵形态下降;溫度愈高,則雪粒愈大。当溫度接近0°時,常下降为大雪花。当溫度接近0°,但为正溫時,則降的为雪粒。雪与雨可能以霪雨、雨雪(最小水滴或冰晶)或[illegible]雨的形式同時下降。

雹是[illegible]形成的,只在夏季才降落。雹[illegible]空气的上層;当它們往[illegible]可以具有相当大的体積。[illegible]一个[illegible]重達1公斤。

[illegible],而在地面形

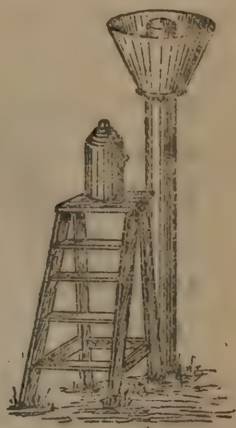


圖 74. 雨量器。

成一層水；这个水層的厚度即为降水量。水層厚度以毫米或厘米为單位。如为固体降水量，則化为液体計算。降水量以雨量器來測定（圖 74）。雨量器是由兩个金屬圓筒組成的。內面圓筒底部焊着一个小孔的漏斗形隔板。雨水由隔板上的小孔落入下面的容器後，隔板能防止其蒸發。要測定雨量，須將雨水由下面的容器傾入量杯中。量杯上刻有 100 格，每格等於 5 立方厘米。因为圓筒孔的總面積为 500 平方厘米，所以量杯每格相当 0.1 毫米的降水。而量杯 100 格相当 10 毫米的降水。降水量每天測讀兩次。雨量器要安置在离地兩公尺高的地方。自記雨量器称为雨量計。

至於測定雪覆盖層的厚度，我們可利用經常固定在地上的标尺，或者用可以移動的測量桿來週期地測量。

§ 133. 地球上降水量的分佈

一般來說，降水量自赤道向兩極減少。其中赤道帶与熱帶季風區降水量最多。世界上降水量最多的地方是印度微拉旁吉，年平均雨量達 12,666 毫米。

北回歸線与南回歸線附近地帶降水量急剧減少，这是由於这裏信風盛行。位於信風區域的撒哈拉沙漠、阿刺伯等降水量十分稀少，常全年不雨。其他沙漠區域降水量稀少是由於它們位於大陸中心，加之山脈阻擋了濕潤的風。苏联中亞細亞以及亞洲中部等处的沙漠即屬此類。

到了緯度 30° 与 70° 間的地區降水量復又增加；这是由於这一帶气旋繁多。此外，南半球的这一帶大部为海洋，因此降水量比北半球更多。最濕潤的區域为智利沿海，年雨量 3,000 至 5,000 毫米。

極地降水量很少；这是由於溫度低，蒸發少。这兒只有瀕臨暖流的區域才降水稍多。除大气环流以外，距海远近也影响地面降水量的分佈；距海愈远，降水量愈少。地形对降水量也有些影响。山嶺迫使空气上升，引起空气冷却，使其中水汽凝結，而且上升愈高，降水愈多。不过在山地中，由於周圍地理条件的關係，降水量增大有其最大限度；过此限度，降水量復又減少。此外，迎風山坡的降水量顯然要比背風山坡为大。

§ 134. 降水量的年中分配

如前所述，蒸發、溫度、空气运動、凝結条件等影响降水的形成。但所有这些条件在一年中表現得不同。

赤道區的降水量幾乎全年分配均勻。自赤道向南向北，降水已帶有季節性：当太陽位於天頂時为濕季，当太陽远离当地緯度時为乾季。乾季相当‘冬季’各月；离赤道愈远，乾季愈長。接近回歸線地區，太陽每年經过天頂一次，一年分乾濕兩季，雨季長約四个月，乾季長約八个月。濕季相当太陽位於天頂的時節。

由北緯 30°—35° 至南緯 30°—35° 的整个地帶屬於常年多雨區域，这帶中只有沙漠中全年

雨水稀少。季風區域是例外，並不是全年多雨；这裏夏季降水是由於从海上吹来的季風所致。

副熱帶(非季風區)以冬季降水为主，因为这裏在夏季屬於高压區。苏联克里木南岸和高加索黑海沿岸圖阿普謝(Туапсе)以北的溫度条件類似非季風區的副熱帶。但是在圖阿普謝以南，由於夏季有濕潤的風自黑海吹来，夏季也有雨水，所以这裏全年降水；巴統區为苏联降水量最多的地方，年雨量近 2,500 毫米。

溫帶由於气旋經过，全年降水。冬季因大陸上高压阻擋气旋侵入內陸，降水主要分佈在沿海地區。而在夏季，大陸內部低压區上升气流得到發展，气旋可以侵入。所以溫帶大陸內部以夏雨为主。苏联大部分地區便是这样。

地球上降水量和濕度的分佈具有地帶性；这种現象是完全有規律的，因为溫度和大气环流也是具有地帶性分佈的。

所有这些过程都处在緊密的相互联繫中；如果其中某一过程遭到破坏，必然要引起其他一切过程的变化。

§ 135. 气象儀器与气象站的工作

研究地球空气外殼中各种現象的科学称为气象学。

为了研究發生在大气圈下層的各种过程，苏联和其他國家都佈有完整的气象站網。苏联气象站規定每天观測四次(7 點，13 點，19 點，和 1 點)，每次观測項目为溫度、濕度、風向、雲量及降水量等。

世界上第一个有系統的气象站網是十八世紀三十年代偉大北方探險隊在西伯利亞建立的。在十八世紀六十年代，M. B. 罗蒙諾索夫首先提出了这样一个意見：为了研究天气和气候，國际合作实具有必要性。

气象站分为三等。(1)三等气象站進行最簡單的气象观測。观測降水量、雪覆蓋層厚度、河流和湖泊結冰与解凍的時間，以及不用特殊儀器可能記錄的其他一切天气現象。(2)二等气象站观測空气的溫度、濕度、土壤溫度、气压、風向、風速、降水量与雪覆層厚度。这些气象站通常备有自記儀器。(3)头等气象站藉助自記儀器記錄最主要气象要素的進程。除此以外，还進行高空观測和大气电学与地磁的研究等。

此外，还有許多特殊气象站为了特殊的目的而進行观測，如農業气象站、水文气象站等，气象站通常在離地 2 公尺处進行观測。

为了研究大气的更高層，設有高山气象站。

近年来苏联的極地气象站有巨大發展。这些气象站对北極地方發生的大气过程有計劃地進行观測。这些大气过程对苏联整个國家的气候有很大的關係。

在很难達到的地點，可建立毋需观測員工作的自動無線电气象站。

不久以前，北極地方的气候还是一个'空白點'。現在由於北極探險隊的观測和極地气象站的經常观測，情况已大大地不同了。这無疑地要歸功於苏联学者的巨大功績。

§ 136. 大气上層的观測

高山气象站对於大气上層所發生的过程不能提供完整的概念，因为山地地塊对隣近空气層的物理狀态有强烈影响。

要研究自由大气上層，必須利用探空气球。探空气球可上升至40公里的高度。探空气球係由兩个球組成。当它上升到某一高度時，其中有一个球破裂，儀器藉助另一个球的支持，緩緩地落到地上。儀器上附有一張請求書，請求任何拾到儀器的人將儀器送到指定的地點。近來大家已採用苏联学者П. А. 莫尔恰諾夫所發明的無線电探空儀，探空儀可把探空气球上气象儀器的記錄用無線电自動傳送。探空气球与無線电探空儀所用的自記气象儀器集合为一个联合的自記儀器，称为自記气象計。此外，还可以利用裝有自記儀器的繫留气球、平流層气球。以及在飛机上高空飛行的方法來進行观測。

这样，我們对於40公里厚的大气層中所發生的物理过程可以得到足够精確的知識。至於發生在大气更高層的現象，便只能根据一些間接的徵象——夜光雲、極光、隕石發光和晨昏朦影等現象來判断。近年來火箭可上升至很大的高度，这使我們实际上有可能來研究游离層。例如在1946年，附有儀器的火箭曾達到160公里的高度。

§ 137. 气象現象对地形測量和大地測量工作的影响

气象現象对地形測量和大地測量工作有很大的影响。首先，气象現象、天气与气候直接影响航空攝影測量工作的進行。不同地區由於气候特點不同，航空攝影測量工作也具有特殊的情况。例如地面光照的性質和白晝的長短对航空攝影測量有很大的關係。气候決定各地航空攝影日數的平均數。發生在大气中各种現象，如气旋、强風、霧、雲量等給航空攝影工作構成不利的条件。在普通測量工作中也須考慮大气中光学上的現象，例如垂直折光与旁折光等。等压面的傾斜对气压表高程測量的精確度有影响。空气濕度、水汽凝結和昇華①对測量儀器中的光具部分有影响。由於溫度条件的不同，我們在測量時不得不加以訂正。最後，由於各个气候帶的气象条件不同，天文观測也必須有不同的安排。

影响地形測量和大地測量工作的大气現象甚为繁多，我們很难一一列举。地形測量和大地測量工作的組織等專業課程中關於这方面有更詳細的敍述。

§ 138. 天气与气候

上面我們已經研究过大气中發生的主要自然过程，也就是气象学中所研究的主要过程。此外，天气学也是气象学的組成部分。

通常所謂天气，是指某時某地大气下層的物理狀态而言。

气团是天气的体現者。它們在大洋上，海上和北極地方的冰塊上產生，在地上移動，受下墊面的影响而不断变化和变性。每一种气团具有它本身特有的天气。当气团交替時，天气每發生

① 昇華作用为物質由汽体狀态不經过液体階段直接轉变为固体的作用。这裏是指空中的水汽直接变成冰。

顯著的变化。当不同气团相互作用時，在鋒帶上便要發生气旋和反气旋的風和暴風雨。

对地球上每个一定的區域而言，我們可以分出主要的天气型。气团以及对形成天气起巨大作用的下墊面的性質对天气型均有影响。例如在太陽輻射相同的區域如果地形和植被的性質不同，天气便可能不一样。

近來我們引用地方天气的概念。所謂地方天气即受地方景观影响的天气。

研究天气和它的变化与特徵对國民經济有很大意义。

为了保護我們國家的農業、海运和空运，必須对天气狀况有精確的估計。苏联为了滿足國民經济上的需要，建立了气象預報机構。要使气象为社会主义經济服务，科学研究机關必須与廣大的气象站網進行合作。水文气象机關有長期的和每天的預報組織，收集天气預報所報導的組織，以及彙集气候紀錄与收集气候机關專門記錄的組織。

在水文气象系統中有天气預報所。其組織如下：头等与一部分二等水文气象站在观測以後立刻用电話、电報与無線电將观測結果傳遞至地方水文气象管理局的預報部門。每个地方水文气象管理局將当地观测的結果傳遞至中央預報所。这样，中央預報所每天从苏联各地彙集有關天气的資料四次。气象消息係按照國际电碼用电報和無線电傳播。



圖　75．1936年9月2日19時天气圖。

为了对廣大範圍內某个時刻的天气分佈有一明確概念，我們採用所謂天气圖（圖 75,76）。天气圖的繪製方法很簡單：只須將气象站所得的消息用相当符号和數字繪在地圖上。这样的圖每天編製四張，每張代表一定观測時間某大塊領域內的天气狀况。

每一气象站应能提供該站所能观測到的全部天气狀况，包括气象儀器的記錄、雲量、降水量的性質和能見度等。根据这些資料，天气圖繪製員应能对該站周圍气团的屬性、成因和發展趨势構成的明晰的概念。有了各站的紀錄，天气圖繪製員可以对整个地區天气狀况作出結論，而且分析了前前後後一連串的天气圖之後，可作出天气預報，即指出天气繼續發展的趨势。比較

过去一天的各天气圖，可以闡明气团的运動，因而也知道最近將來天气的变化。当然，預報是可能有偏差的，因为下墊面隨時給气团狀况以本質上的改变。如城市由於塵埃很多，降水可能比四郊頻繁；气旋可能在运動途中發生突变，形成錮囚等。如果要預報正確可靠，必須儘可能更充分地估計自由大气高空观測的結果(用無線电探空儀，或用飛机探测等等)，並須考慮到地區的地形。

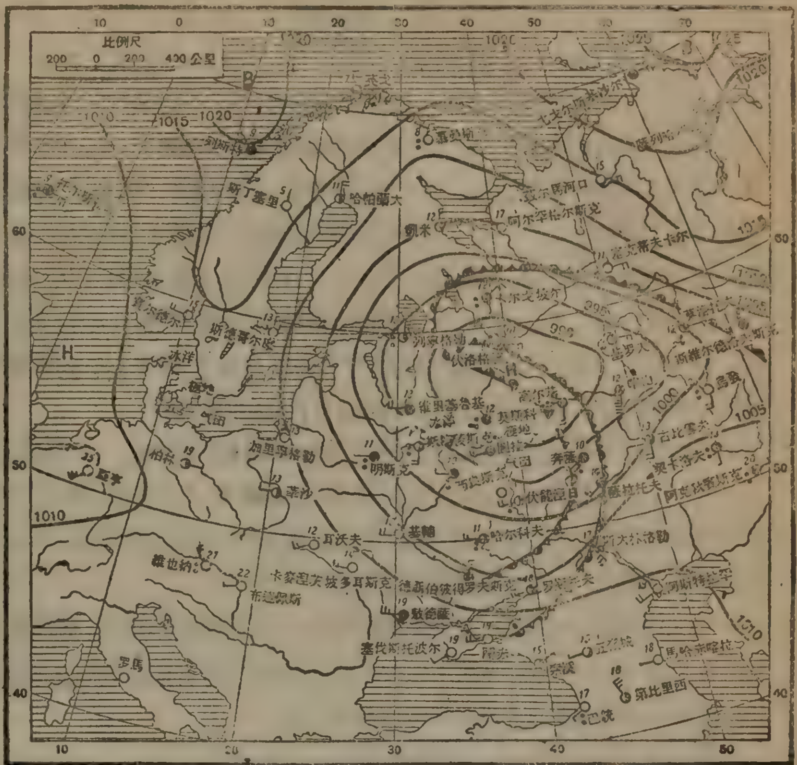


圖 76. 1936 年 9 月 3 日 19 時天气圖。

苏联無線电廣播电台經常廣播有關最近气象的消息。廣播時通常是根据最近天气圖簡要介紹天气狀况，並預測苏联境內最近 24 小時的天气变化。

§ 139. 气候

多年天气的資料是气候分析的原始材料。气候是某地天气以及引起該地天气变化的过程的總体和規律，而这个總体和規律是根据該地區多年的气象观測資料得來的①。天气常常在变化，而气候在長時期內多少保持經常性。气候係由个別的天气情况所組成；在另一方面，天气又为地區气候的一般性質所決定。

影响气候的主要因素为地理緯度、海陸分佈、地形、大气环流及其屬性、下墊面的性質(雪覆盖、冰、砂与岩石等)、植被和人類活動等。

地區緯度其所以有影响，是因为地理緯度決定太陽在地平線上的高度，从而決定陽光投在地上的入射角。陽光的入射角接近直角，則地面增溫愈多。單独由太陽輻射熱決定的气候(即不考慮影响气候的其他因素)，称为太陽气候②。

按照气团形成的源地(海洋与大陸上)可將气候分为兩个主要的類型：海洋气候与大陸气候。

① 根据著名俄罗斯气候学家 E. E. 費多罗夫(Федоров)所下的定义。

② 譯註：或称天文气候。

海洋气候的特徵是:降水量丰富,气温日較差与年較差都不大,夏季凉爽,冬季比較温和。

大陸气候的特徵是:降水量不多,温度日較差与年較差均大。在湖海沿岸,冬季經常比內陸暖和,而夏季則較涼爽。海洋与大陸气候的这种差别是由於水的熱容量大,並且熱在海洋中是用混合的方式進行交流的,因此可以把熱傳到頗大的深度,而土壤中熱的交流只能靠傳導。

寒流与暖流对其臨近地區的气候有很大的影响。例如墨西哥灣流及其延續部分——大西洋洋流被称为歐洲的'暖被'。瀕臨北歐的暖流使那兒冬季温和,並使北部近海岸一帶的海免於凍結。罗福敦羣島①約位於北緯 68°,而一月平均温度为+1°,竟与克里木南部相同,慕曼斯克一月平均温度为-8°,这与在它之南 22.5° 的阿斯特拉罕冬季平均温度相同。

当气团在大陸上經过時,必与其下垫面發生交互作用,其結果乃產生許多的因素,而由於这些因素的複雜的、綜合的影响,气团於是改变其屬性。

"像山嶺这样巨大的地形对气候当然有强烈的影响。一方面在它們本身內部構成山地气候。另一方面,它們是对風和对侵入气团的机械障碍,是不同气候區的天然分界"[見参考書 7]。例如克里木南岸与北克里木間的气候有極大差别。这是由於克里木山不讓寒冷的北風通过。同样,喜馬拉雅山南坡与北坡的差别也很大。

气压隨高度而降低,而太陽輻射强度隨高度而增强,这是因为吸收、消散太陽能的大气厚度隨高度而減少。山嶺中的空气含水分和塵埃較少,也就是含吸收和消散陽光的东西較少。因此,山峯上紫外線远較丰富,空气的透明度也較大。

山坡的朝向对气候也有很大關係。在北半球,南坡一般獲得的熱和光比北坡大。面迎濕潤風的山谷与山坡其气候比面迎乾風的山坡要濕潤些,植物也較密茂。山中的温度隨高度而遞減,大約每上升 100 公尺,温度下降 0.5°。但在冬季常發現有逆温現象,就是說山峯比山谷暖。这是由於冷空气往下流時,暖空气被排挤往上升。山嶺上的雲量冬季最小,因为冬季雲較低,山峯突出雲層之上。在帕米尔和天山上有一些地方位於冬季雪盖以上,万年雪線之下;因为那兒一點雪也沒有,乃用來作为冬季牧場。由此可見山脈也可改变和改造气团,造成山地气候的特殊類型。翻越山脈的气团由於喪失了水分,改变了温度,成为性質完全不同的另一种气团。

除開大型地形以外,中型地形和微地形(即不大高地、丘陵与山谷等)对气候也有影响。和山地一样,丘陵地帶的温度也隨高度而減少,冬季也有逆温現象。

微地形对大陸性气候地區有巨大的作用,因为微地形能够在地域不大的範圍內改变气候条件。

大气的屬性对於气候的形成同样起很大的作用。如果大气中水汽、碳酸气和灰塵的含量增多,便会降低其透明度和透熱性,因而改变气候条件。而且大气的厚度对山地區域的气候也有關係,这在前面已經談过。極地气候所以寒冷,多少是由於太陽高度非常低,巨量的太陽能为大气所阻擋。气候与大气环流是緊密联繫着的。我們將地球分为幾个气候帶(参看 § 144),也就是按照大气环流來分的。

---

① 譯註:在挪威北部海岸。

§ 140. 植被对气候的影响

關於植物对气候的影响，可以分别進行研究。讓我們首先來看看植物在它本身植被內部的影响和植物对周圍气候的作用。陽光投在植被上，一部分为植物所吸收，一部分为它所反射，一部分通过植被。各种植物反射陽光的情况不同：草被具有很大的輻射面積，所以，由於冷却的結果，草地上常常有霧。植物的蒸發量相当大。中緯森林所蒸發的水量幾乎等於全年的降水量，虽然枯枝落葉層可阻止水分由土壤直接蒸發。此外，森林中風力減小，相对濕度相当大，气溫与土溫均比較低，这些都要使蒸發減小。这样，虽然樹冠蒸發大量的水分，但是森林土壤的蒸發量比草地土壤和田間土壤却少得多。一般來說，森林中的蒸發量比其他農業土地大些。森林具有深厚的根系，它可以从 2—3 公尺的土壤深处吸取水分。如果沒有森林，2—3 公尺深处的水分便会原封不動。森林吸引水分上升，而水分經过樹葉蒸發。因此，森林裏的空气以及距森林相当距離的地區內的空气比無林地區濕潤。也正因此，林地上空成雲降水較为頻繁。

森林对逕流有很大的調節作用，它能滯阻地表逕流，促進水分滲透。例如春天森林中的雪融解得很緩慢，因而雪水幾乎沒有流失，完全可以透入土壤。夏季雨水同样地浸到枯枝落葉層中，也幾乎不会有逕流。由於融雪進行得緩慢，森林中的河流長期保持着很高的水位。一旦沿岸森林被砍伐，河流每遇漲水時節［参看 § 192——譯者］便來势洶湧，短期內河水陡漲。在雨量不大的地區，森林对阻擋逕流有巨大的作用。但是在無林的地方——草原和耕地，融化的春水便迅速沿地表流動，不易透入土壤，而且雪常常被風刮走，吹到冲溝、細谷与低地中。所以草原上水分減少，河源涸竭。由此可見这並不是由於气候的变化；正如道庫恰耶夫所說："草原乾旱的原因是由於分水嶺和河谷中森林根絕，侵蝕溝成長，以及土壤喪失了良好团粒結構"①。

森林对近地面空气層的溫度也有影响。白天，森林中的溫度比沒有森林覆盖的地方低些，而夜間則比較暖些。森林中的年平均溫度大約比開敞地低 0.5°，年較差与日較差在森林覆盖下比較小。由此可見綠化可使气候的大陸性減弱。大片森林对大气下層的气团运動有阻碍作用。樹冠能把大部分的風力擋住。如果風在途中遇到森林，便上升越樹頂而过，然後在森林背風的一面緩緩地下沉，全部下沉的地方离森林的距离等於樹高的 20—30 倍。假若風接二連三遇到好幾塊森林，那末風力会逐漸消失。

關於上述結論，道庫恰耶夫科学研究所在沃罗涅日省的'石草原'（Каменная степь）科学站已从積累的工作經驗中找到了確鑿的証据。这个科学站五十年來一直按照苏联学者 В. В. 道庫恰耶夫、П. А. 柯斯狄切夫（Костычев）、В. Р. 威廉士的体系進行防護林与草田輪作的实驗。現在这裏空气的濕度已提高 4—5%，年降水量增加 15—20%，地面蒸發減少了 35—40%，風力減弱了 40—50%。有防護林保護的田地在乾旱年份的收成比開敞草原高出 200—280% 以上。森林对气候的影响由此可見。苏联的草原和森林草原本以週期性乾旱为其特點。森林的砍伐，草原的開墾以及冲溝的成長使草原上的水分更加減少了。所以只有培育森林才能給草原的自然条件帶來本質上的变化。

① В. В 道庫恰耶夫：我國草原的过去和現在，1892 年。

§ 141. 下垫面的影响

下垫面对气候影响很大。如雪覆盖層由於它的導熱性少，可保護土壤免於凍結，但是同時由於地面大量輻射，使周圍空气强烈冷却。在有雲時或在極地夜的条件下，雪覆盖層可提高照明度。冰覆盖層对地方气候的影响稍有不同。冰具有頗大的導熱性和透熱性，因此有冰層覆盖的表面易於散熱；如果沒有雪覆盖，土壤势必凍結得很深，从而招致冬季作物的死亡。当冰融化時，要吸收巨量的熱，引起周圍冷却。冰使水汽在其表面凝結，从而使空气变乾。春季冰覆盖層对陽光沒有障碍，而陽光可自由地經过冰層，使水和土变暖。有時甚至在冰下还可以看到有嫩芽生長。

§ 142. 人類对气候的影响

人類的活動使大气中發生的过程起很大的改变，因而也影响气候。巨大的居民點、人工灌溉、人工水庫的建築和開墾等均在某一方面对气候有影响。巨大居民點構成非常特別的气候，即所謂城市气候。城市冬季溫度和夏季溫度經常比郊區高些。二者夏季溫度可相差到 7°；城市年平均溫度比郊區大約高 1°。城市由於有大量烟与灰塵，減縮了日照的時間，引起雲、霧發生，从而促進降水。所以城市成为單独的降水中心。

人工灌溉在沙漠中和乾燥草原上使絕对濕度和相对濕度增加，使夏溫降低，日較差減少。

以上所言是人類活動在無意識地影响气候，这种影响是不大的。除此以外，由於社会的發展，在社会主义社会人們正在有意識地改变气候条件，正在控制自然。

§ 143. 气候对地球表面的影响

前面已談过各种因素对气候的影响。从另一方面看，气候对地球的生命也有巨大影响。在气候影响下，形成土壤覆盖層和植被。气候条件決定了地區水文網的分佈以及河流、湖泊和沼澤的動态情況。河流是气候的函數，它們的整个生命和發育是直接在气候影响下進行的。气候也影响地形的形成和動物界的分佈。最後，人類經济活動在某种程度上与地區的气候特徵也有關联。地理外殼的各个过程之間存在着密切的內在相互联繫。例如降水是構成地表水流的先決条件，水流又影响地形的形成。像这样自然界相互联繫的例子到处都可以看到。

§ 144. 气候帶

气候在地表成地帶性分佈，大多數气候要素也是一样。如僅就溫度条件來看，地球上可分为五个溫度帶：熱帶介於兩条回歸線之間；其次，北半球和南半球各有一个溫帶，介於回歸線与極圈之間；最後，南北極圈內为兩个極地帶。Б. П. 阿利索夫 (Алисов) 在其所撰气候学①中曾提出一个最符合現代科学水平的气候圖示。他將每一半球分为七个气候帶：1. 赤道帶，2. 熱帶季風帶，

① Б. П. 阿利索夫，Б. И. 依兹維科夫(Извеков)，Т. В. 勃克罗夫斯卡雅(Покровская)，Е. С. 魯賓施坦(Рубинштейн)·气候学教程，1940 年。

3. 信風帶，4. 副熱帶，5. 溫帶，6. 副極地帶或副極帶，7. 極地帶或極帶。这种圖式不但考慮了溫度条件，而且还考慮到了大气环流。

由於海陸分佈，地形性質，以及下墊面对气候分佈有影响，所以每个气候帶中又可以分为不同的气候型，例如海洋气候、大陸气候和山地气候等。气候除在水平方向表現地帶性以外，在山地还在垂直方向表現顯明的地帶性。这是由於大气中的过程隨高度而变化。垂直地帶性在植物的性質上表現得特別顯著。

現在讓我們來看看各个气候帶的气候形成条件。

§ 145. 赤道帶

赤道帶气候可以剛果區、錫蘭南部、馬來半島、馬來羣島一部与亞馬孫低地为代表。

在这些地方，全部地表增溫强烈，年較差不大，为 1°—3°，日較差也不大。月平均溫度等於 24°—28°。絕对濕度与相对濕度很高。由於地面增溫，不断發生空气上升和水汽凝結。全年降水为暴性雨，年雨量为 1,500—2,500 毫米。春秋兩季当太陽位於天頂時，雨水特別多。赤道帶即为無風帶，全年大部時期平靜無風。

§ 146. 熱帶季風和赤道季風帶

幾內亞灣、非洲东部沿海、印度、印度支那半島、中國东南各省、澳洲北部、南美赤道以北地區均屬熱帶季風發達區域。这些地區的特點是气团具有季節性的更替。在夏季，風自赤道海洋吹來。空气濕度很大，迎風山坡上降水達 6,000 至 10,000 毫米，至大陸內部稍为減少。到了冬季，由於大陸熱帶气团的關係，風自大陸吹向海洋。这一帶濕度較小，溫度較差增大，降水量幾乎沒有。季風帶的溫度条件与赤道帶相近。这兩个熱帶由於强烈增溫的關係，海陸間溫度差別很小。

§ 147. 信風帶

信風帶大約位於南北緯 5° 至 30° 間。到了这一帶，海洋与大陸气候間業已有十分顯著的差別。气团係由最高气压區向赤道运動，即由南北緯 30°—35° 处向赤道移動。当風經过大洋上空時，变得較为濕潤，於是这样吹到大陸东岸時，可降相当多的雨水。大洋东部，澳洲和南美西岸由於有寒流經过，降水很少(在 20 毫米以下)，並且西岸較东岸冷。在大陸上空經过的信風特別乾燥。雨水很稀少，有時全年不雨。溫度日較差特別大(達 40°)。夏季溫度很高，比赤道帶还要高些。撒哈拉沙漠、喀剌哈里沙漠①和澳洲中部大沙漠均位於大陸信風帶。

§ 148. 副熱帶

副熱帶位於信風帶和溫帶之間，气候具有过渡性。副熱帶包括地中海沿岸、高加索西南与东南沿海、澳洲与非洲南部沿海、澳洲东部沿岸、加利福尼亞半島、日本南部、中國东部和朝鮮。在沒有季風的地區，夏季高压區(信風即由此吹來)移往較高的緯度，所以副熱帶在夏季为熱帶气团

① 譯註：在非洲。

所佔据。到了冬季，由於高压區与信風移近赤道，整个副熱帶乃遭受極地气团的影响，並有气旋進入。这些區域与信風帶相似，有大陸和海洋副熱帶气候之分。

海洋副熱帶气候的特徵是：夏季熱而乾燥，冬季多雨，年平均溫度为＋16°，年較差不大，近8°。降水量700至2,500毫米。这种气候称为地中海型气候。

亞洲东部（朝鮮、中國与日本）、非洲和澳洲东岸的气候与地中海气候不同。这裏季風盛行；夏季多雨而冬季乾燥，溫度則与地中海气候相似，但冬季較冷。

南非高原、小亞細亞、伊朗、土耳其斯坦、戈壁的气候属於大陸副熱帶气候，其特徵为夏季炎熱乾燥，冬季寒冷有雨，年平均溫度在＋17°至＋20°之間。这种中央亞細亞气候類似地中海气候，是地中海气候的变型，具有大陸性，主要表現在比地中海气候冷得多。

§ 149. 溫帶

溫帶气候在冰洋气团与熱帶气团的接觸帶形成。气旋对於这帶天气的形成有巨大的作用。溫帶气候可分为海洋型、大陸型与季風型三种。

属於海洋型气候的區域为：法國、比利時、荷蘭、丹麦、挪威、大不列顛、冰島、北美的西北沿海等。这些地區气候的特徵为空气濕度很大，全年有降水，冬季溫和，夏季涼爽。

溫帶大陸气候地區为苏联、美國和加拿大三國的大部。其气候特徵是：雨量減少，冬夏有顯著差別，年較差達40°和40°以上。冬季嚴寒，夏季炎熱，降水量在夏季最大。歐洲中部、苏联歐洲部分西半部和瑞典属於海洋型和大陸型之間的过渡气候。

苏联远东區、中國北部、拉布拉多的赫德孫灣沿岸属於溫帶季風型气候。冬季因为大陸中央部分为反气旋所盤踞，寒冷大陸極地气团侵入上列地區，所以冬季寒冷、晴朗而少雪。到了夏季，气旋从海洋帶來濕潤气团，也就是帶來許多降水，故夏季多雨。年較差大，至30°和30°以上。

§ 150. 副極地帶

这一帶又可區分为海洋型和大陸型副極地帶气候。海洋型气候或苔原气候的特徵是：冬季寒冷，夏季涼爽，雨量不多，但全年分配均匀。平均年較差为20°和20°以上。夏季平均溫度在0°至＋10°之間。因为極地气团和冰洋气团在这裏匯合，其鋒面过程对这裏的天气形成上起主要作用。

大陸型副極地气候或泰加气候。年較差44°—63°。冬季嚴寒，夏季溫暖。冬季溫度可達－60°，夏季溫度可達＋30°。雨量不多。

§ 151. 極地帶

極地全年为冰洋气团所統治。夏季雲霧多，冬季晴朗，年降水量在200—300毫米之間。这帶也可分为海洋型和大陸型气候。大陸型气候統治着冰覆盖區域：格陵蘭和南極洲。年平均溫度－20°至－25°。溫度年較差達40°，降水量很少，全年溫度在0°以下。这裏地面沒有植物。海洋極地气候分佈於北冰洋和南極洲沿岸。气候較为濕潤，夏季濕潤，冬季嚴寒。

地表气候帶的劃分在理論上和实用上都有巨大意义。气候的性質与植被、土壤覆蓋層、人類經济活動和地形等的特徵相联繫。由此可見正確的气候分類是劃分景观帶和正確地認識自然地理过程的基礎。所以苏联和國外学者曾致力於許多劃分气候區的工作。現在只列述其中最重要者。

首先作詳細气候分類的是俄罗斯学者 A. И. 沃耶科夫；他的經典著作"地球的气候"出版於1884年。这本書为气候学進一步研究奠立了基礎。

A. И. 沃耶科夫在他的著作中对地球上各种气候型有極美妙的而詳細的敍述。由於他認識到气候对水文網有很大的影响，他不但把气象資料作为分類的基礎，而且也把水文資料作为分類的基礎。他的著作中引用了俄罗斯和世界上其他國家巨量的实际材料。此外，俄罗斯学者 Л. С. 貝尔格拟製的气候分類也是值得注意的。他的分類不單是根据气象因素，而且考慮到海、陸、地形和植被的影响。貝尔格把低地和高地的气候區别開來。高地气候之中再分为高地、高原、山系和独立山嶺的气候。低地气候中分为 11 个水平帶。山嶺和高原还分为幾个垂直气候帶。

大苏世界地圖集中的气候圖引用了柯本的气候分類。

柯本的分類法中劃分五个气候帶：

1. 熱帶气候，各月平均溫度在 +18° 以上，年雨量不少於 75 厘米。

2. 乾燥气候（草原气候和沙漠气候）。

3. 溫帶溫暖气候，最暖月平均溫度在 −3° 至 +18° 之間。

4. 北方雪林气候（бореальные климаты），最冷月平均溫度在 −3° 以下，最暖月平均溫度在 +10° 以上。

5. 寒冷气候，最暖月在 +10° 以上。

此外，每帶之中还根据溫度和降水量再分为若干气候區。

目前虽然已有大量關於气候分類的著作，但还沒有一种公認的分類。因此，不同的著作和教科書中每每引用不同的气候分類。

§ 152. 小气候

上面所談是大的气候帶和气候區的分類。除此以外，即使在一个不大的地區內还可以分出气候条件不同的地段。使各地段气候發生差異的因素也就是我們拿來研究地球气候的那些因素，即由於地形和下垫面的影响。例如丘陵斜坡向陽与否对气候就有很大的關係；这在寒冷气候条件下尤为顯著。谷地、冲溝和丘陵頂部常構成特殊的气候，因而影响植被的性質。在大陸气候的區域，地形的影响特别明顯。距水池的远近对於溫度、濕度和風的条件也有影响。巨大的居民點（大城市）構成自己特有的气候特徵。森林、田野中由於植被对周圍大气的影响不同，从而構成了不同的气候条件。

相对廣大地域的气候來說，一个地區內不同地段的这种气候特徵称为小气候。除此以外，小气候这个概念还包括近地面空气層的气候。对小气候的研究具有很大的意义。当我們要选擇地點來建築学校、医院、和療养所時，以及在農業上佈置花園和菜園時必須考慮小气候的特徵。

§ 153. 气候的变化

在地球生命的長期歷史中，气候不止一次發生过变化。这一點可以根据有机界的遺跡和沉積的性質來判断：古漂礫和冰磧是冰川活動的明証，黄土、石膏、鹽類的遺跡是乾燥气候的証明，珊瑚灰岩为炎熱气候的証明，石炭为濕潤气候的証明等等。例如我們在中部西伯利亞台地的寒武紀沉積中以及东歐平原二疊紀沉積中發現了石膏和鹽類，这就証明那段時間內那些地方为乾燥气候。在冰期後的時期，气候顯然仍在繼續变化着。这由動物、植物界的遺骸即可以判断出來。例如目前在列寧格勒的周圍有一些森林草原植物，在列寧格勒附近的泥炭沼和沼澤中發現橡樹林的遺跡。另外，在苔原帶距森林北界 200 公里地方曾發現落葉松和樺木莖的遺物。由此可見在冰期之後存在过較乾燥而溫暖的气候，可見森林草原植物達到了列寧格勒，而森林帶位於現在苔原的地方。乾燥時期过去以後，气候又变得較濕潤。黑鈣土發育在黃土草原帶上，森林侵入草原中便是气候变濕的証明。在草原帶北界我們可以看見退化了的黑鈣土，它的上面現在分佈着橡樹林或者过去不久还有森林。草原帶古墓上滋生着森林。中亞細亞沙質沙漠顯然是在前一次較乾燥時期形成的，因为現在如果沒有畜羣踏毀其中的植物，沙磧便会很快为草層所掩盖，而沙也会固定起來。目前正在發生植物帶向南移動的現象：森林侵入草原，森林草原進入草原，草原帶進入半沙漠，半沙漠進入沙漠。

在歷史時期中，气候並沒有發生过劇烈的变動。關於气象过程在过去的变化情况，我們目前只掌握了十九、二十世紀和十八世紀一部分時間的可靠資料。年代离現在越远，我們所獲得的气象材料越少，而且可靠性越小。在这样情况之下，要了解那些時代的气候性質，只有从間接材料來判断。例如在史册中可找到河流凍結和解凍的記載以及乾旱、森林火災和暴風雪等的記載。如果过去气候發生过变化，那只是周期性的。例如地球上个别區域曾出現特别乾燥而炎熱的年份，後來又变得很濕潤。据观測，气候变化的週期等於 11 年，而变化的週期性与太陽黑點的週期性有關。当太陽黑點最多時，年平均溫度上升，黑點最少時，年溫下降。近幾十年來，气候無疑地是变暖了。幾乎整个地球上年平均溫度都在上升。北極地方变暖的情况特别顯著；海上和島上的冰在向北退，西伯利亞永久凍結的南界也漸漸北移。一般变暖的情况主要是冬、秋兩季变暖；夏季並沒有变得更暖，相反地，倒变得比較凉爽。由此可見气候的大陸性成分漸趨減少。

第五章 水圈

§ 154. 地球上水分的循环

地球上除了空气外殼或大气圈以外，还有一層水外殼，叫做水圈。水圈包括海、洋、河流、湖泊、地下水等。研究水圈的科学叫做水文学。

虽然和陸地比起來，海和洋佔据了地球表面的巨大面積（地球表面的總面積是 510,000,000 方公里，其中海和洋佔去了 361,000,000 方公里，即 71%），但从容積和質量來看，海水只是地球的一層不厚的水外殼，好像固体外殼和大气圈之間的夾層一样。水在地球表面上以三种狀态存在：液体、固体和气体狀态。水以各种形式在大陸上分佈，或是流動的水，或是死水；它滲透到地下，形成地下水；水也充滿着植物身体的各部分；水也以万年雪和冰的形式，供养無数的河流網；水把大陸上巨大面積的土地凍結，成为永久凍結區；最後，水也以水汽的形式充滿着空气。

地球的所有三个外殼——岩石圈、大气圈和水圈都在地表互相接觸和互相滲透。在大气圈和水圈之間不斷發生水分的循环。大气圈中主要的水分來源是世界大洋和屬於世界大洋的各海。由於日熱增溫的作用，每年从世界大洋表面要蒸發約 450,000 立方公里的水，从陸地表面蒸發 62,000 立方公里的水。另一方面，世界大洋表面每年約有 412,000立方公里的降水量，另外有約 100,000 立方公里的水分降在陸地上。降到陸地上的水分到最後仍舊回到世界大洋，中間經过各种不同的路程，如流動的河水、溪水和地下水。这样一來，海洋与陸地之間便不斷地進行着水分的循环，而水分的主要攜帶者是各种水团：河川、溪流、湖泊、沼澤、地下水、雪和冰，这些都是水分不断循环过程中的主要环節（圖 77 和 78）。至於留在空气中的水，也可能再降到地表。水也可以水汽的形式含在大气中；土壤、植物、內陸水池和雪覆盖中都有水。所有这些水都可以重新蒸發出來，都可以反覆使陸地濕潤。这样一來，从海裏帶來的水分可以在一年之中反覆蒸發好幾次，每次重新以雨水的方式降到陸地。結果，陸

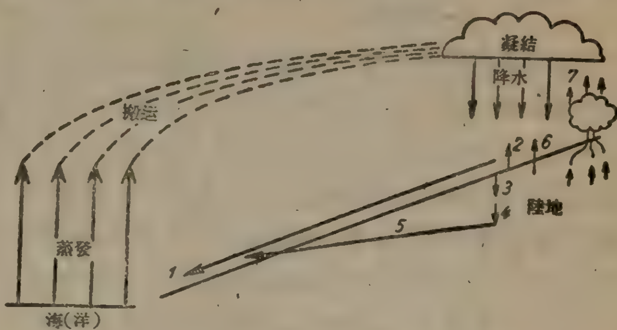


圖 77. 水在自然界中大循环的示意圖：
1—地表逕流； 2—水面和濕潤表面的蒸發； 3—滲入土壤； 4—滲入含水層； 5—沿含水層流動，即地下逕流； 6—土壤变乾燥； 7—發散。



圖 78. 水在海陸間循环的簡化示意圖。

地的降水總量比風从海上吹來的水分要多得多。因此，水在陸地內部循环得越快，降到地表的水分便越多。如果要把陸地上的水分保持，必須減少河水的逕流。苏联目前在採取一系列的办法來減少地表的逕流。

地球上水分循环的速度和太陽能有密切的關係。水分循环的速度由低緯到高緯逐漸降低；尤其是到了極地，由於蒸發微不足道，循环的速度变得特別緩慢。我們把地表上水分的收支或水分循环叫做水的平衡。当我們分析一下水的平衡，便会看到在海面，蒸發的水分多於降落的水分，而在陸地上則相反，降落的水分多於蒸發的水分。这个差額係由大陸逕流來補足；每年大約有 37,100 立方公里的逕流由陸入海。

地球上水的平衡

平衡的要素	千立方公里
收 入	
洋面上年平均降水量	411.6
陸面上年平均降水量	99.5
	511.1
支 出	
洋面上年平均蒸發量	448.7
陸面上年平均蒸發量	62.4
	511.1
大陸逕流	37.1

上表只是地球上水分收支的一个大概。例如有一部分雨水降落到內陸盆地的表面，而这些內陸盆地並無逕流入海，因而这些水和大洋的联系便要通过大气，这進行得特別緩慢。地表除了从降水得到水分收入以外，还可以通过另外一种方式，卽大气中的水分直接在土壤表面和土壤內部凝結。水分支出是通过蒸發來進行的，卽从水、雪、冰和土壤的表面蒸發，从植物的身上蒸發，或所謂生物蒸發；除此之外，水也滲透到土壤裏，在那兒流動，形成地表和地下逕流。这样一來，如果我們研究地球上个別地區的水分平衡，便会發現有些區域經常有多餘的水分，同時有些區域則經常感到水分不足。前者卽由於水分的收入大於支出，因而濕潤程度很高；後者由於支出大於收入，因而經常感到水分不足。

当我們实际利用國家的水利資源時，分析水的平衡的方法具有很大的意义。例如当我們利用水力發电，將水用於灌溉、航运或給水等方面，便要运用分析水的平衡的方法。除此之外，分析水的平衡也具有科学上的意义，因为这是地理学家的主要研究方法之一。

§ 155. 大洋和海

地表的大部分为一層連續不断的海洋水外殼所包圍。地表上水陸的分佈非常不均匀，南北半球間尤其是如此。由於水和陸地的物理特性非常不同，而这种性質上的差異对於地球的气候有很大的影响，所以水陸表面分佈不均是自然地理学中的一个很重要的要素。

本章中並不打算費很多的篇幅來研究海洋的物理性質，因为这是另外一門学科——海洋学的主要对象。不过我們也希望讀者能够明白海洋学中幾个主要原理的大概，因为这些对自然地

理学有重要和直接的關係。

有三个因素的变化關係到海水的物理性質。这三个因素是:鹽分、溫度和压力。

§156. 海水的鹽分

海水具有鹹味或苦鹹的味道,和普通的淡水(如河水)不同。其所以如此,是由於海水中溶解了較多的鹽類。根据对海水組成的無數次研究,海水的平均鹽分为35‰。这就是說,1,000克的海水中含有35克的鹽類。因为用千分比(‰)來表示,所以我們也常用千分數來說明海水鹽分的变化。海水的組成中还發現有許多元素,其中甚至含有硼酸、碘、鋅、鎳、錫、銅、金和銀等。海水中含氯化物鹽類特别多,而含碳酸鹽則远較少,这一點和河水顯然不同。

海水和河水还有一个不同的地方,即海水中鹽類的組成到处一样。这就是說,無論是从哪一个洋、从哪一个深度取出水样,其組成總是不变,虽然絕对含鹽量可以不同。

1,000克海水中計有:

食鹽	27.2克	氯化物鹽類	88.7%
氯化鎂	3.8克		
硫酸鎂	1.7克	硫酸鹽	10.8%
石膏	1.2克		
硫酸鉀	0.9克		
碳酸鈣	0.1克	碳酸鹽	0.3%
溴化鎂	0.1克	其他	0.2%
總計	35克		100%

海水之所以呈苦味,主要是由鎂鹽溶液所引起,而鹹味則是由氯化鈉(食鹽)所引起。

和地球上所有的水一样,大洋的水也在不断地循环:蒸發到空中,降水到地表,在陸地以流水的方式經过漫長的途程再回到大洋中。水在循环的过程中溶解許多不同的物質,然後把它們帶到世界大洋中,因此大洋成为河流所帶來的一切溶解物質堆積的地方。河中的淡水也經常含有一定數量的溶解物質。下列为河水和海水在成分上的比較:

	海水 (%)	河水 (%)
氯化物	88.7	5.2
硫酸鹽	10.8	9.9
碳酸鹽	0.3	60.1
其他	0.2	24.8

由上表可見海水中的鹽分以氯化物为主,而河水中則以碳酸鹽为主。海水中幾乎沒有碳酸鹽。其所以如此,是由於海中的生物大量攝取碳酸鈣、矽和其他海中的物質來組成其骨骼、貝殼、皮膜等等。而当这些生物死亡以後,它們的骨骼和貝殼等在海底構成新的沉積層,这从海底土質的分析可以看到。我們可以說,海中的生物在經常調節海水中的鹽分比例。

一般認为大洋中的平均鹽分等於35‰。在大洋表面以及大洋中各不同的地方,鹽分变動於32‰和38‰之間,这要看海水蒸發的情況以及是否有很多的大气降水而定。每当蒸發以後,海

水溶液的濃度增加，而降水則使溶液冲淡。因此，赤道附近的海水由於降水量較多，其鹽分要低些；兩極也是如此，因为那兒有浮冰融化。反之，在信風帶，由於蒸發加强，降水量少，大洋表面水層的鹽分較多，例如在大西洋可達37‰。从信風帶走向兩極，大洋的鹽分逐漸地、相当有規則地下降。不过各大洋中下降的程度並不一样。例如大西洋的北部鹽分比較高，因为灣流把信風帶的鹽水帶到了那裏。海岸一帶和大陸附近的海由於有河流注入，鹽分乃減少(圖79)。

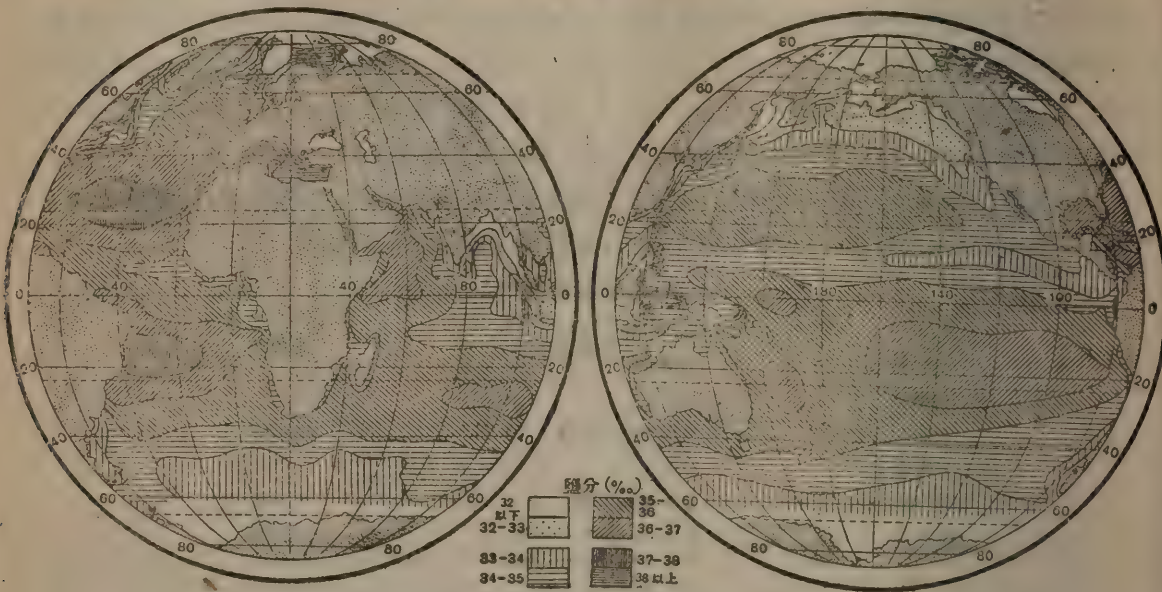


圖 79. 世界大洋表面鹽分的分佈。

世界各海的鹽分隨各地情况而有不同。这一方面要看各該地的海是否和大洋有密切和廣闊的联繫，另方面要看注入的淡水量和蒸發量的对比關係。如果海和大洋的联繫越密切，二者在鹽分上的區别便越小。例如日本海的鹽分为34‰，德國海的鹽分为34.5‰。但如果由於某种情况海和大洋的联繫受到了阻碍(內陸海常为如此)，那麼鹽分可远較大洋为低，例如黑海的鹽分为18‰，亞速海为10‰，波罗的海的鹽分从20‰到2‰或更少；但在另一方面也可較大洋的鹽分略高，例如地中海的鹽分从37‰到39‰，紅海的鹽分从37‰到41‰等。

上述鹽分的变動是指1,000公尺深度以內的表面水層；当深度超过1,000公尺時，鹽分幾乎很少有差異，各处都保持在35‰左右。

§ 157. 海水的顏色和透明度

薄層的潔淨蒸餾水看來沒有顏色而且完全透明。如果是一比較厚層的水，則呈現天藍色。这就是説，水善於吸收光譜中的紅色和黃色光線，而能够讓天藍色光線通过。因此，純淨的湖水、海水和大洋的水都呈現天藍色。海水中所含鹽類对於水的顏色沒有影响，不过各种懸浮泥土微粒夾雜物使水增添某种色調。海水的顏色有深有淺，深的呈暗藍色，淺的呈棕黃色，依其中所含有机物和礦物質懸浮微粒的多寡而定。海水的透明度和海水的顏色有密切關係，因为各种物質的

夾雜物不但改变海水的顏色，而且也改变其透明的程度。深藍色的海水透明度最大；海水的透明度依下列顏色的次序而漸次減少：淡藍色、深綠色、綠色、微黃色和棕色。確定海水透明度的工具是直徑 50 厘米的白色圓板，名叫塞克板，我們把圓板慢慢沉入海水中，一直到看不見圓板的時候，那个深度便是透明度的尺度。据观測，馬尾藻海的透明度最大，達 66.5 公尺。

观測了海水顏色和透明度以後，便可以編製關於表面水層渾濁度的地圖。注入海中的河流或多或少把渾濁水流帶到海裏。例如在飛机上可以看到伏尔加河把渾濁的水一直送到裏海。每一条从高加索沿岸注入黑海的小河都把渾濁的水帶到海裏。海水的顏色可以按照特殊的顏色等級表來分辨。这种顏色等級表是一列編有号碼的試管，其中注滿各种色調的溶液，由天藍色直到黃綠色。確定海水顏色時，我們把塞克板沉入水中，然後將板上所呈現的顏色和等級表中的試管來比对。

確定海水透明度的最精確方法是用照相板。根据用这个方法測定的結果，光線可以透入海中達 400 公尺的深度。

研究海水的物理特性不但在科学上有意义，而且在实际生活中也具有很大的意义。有了關於鹽分的精確知識，我們便可測定洋流以及水团在水平和垂直方向的一般运動。海水的特性对於海軍作战行動也具有重要性。

§ 158. 海洋水的温度

太陽、月球、行星和恆星，以及地球的內熱是海洋水中熱量的來源。不过实际上，此中最主要的熱源是太陽的輻射能。根据概略的計算，投射於每一單位水域表面的所有太陽能之中，用於使海洋水增温的部分在熱帶佔 60%，温帶約 30%，寒帶为 10%。一般來說，大洋表面的温度隨緯



圖 80.　世界大洋表面年平均等温線。

度的高低而不同：洋面溫度向赤道增高，往兩極降低；冬季的溫度較夏季为低。不过洋流破坏了这个洋面溫度分佈的規律性，有的地方增高洋面的溫度，有的地方降低其溫度，依大洋所处的位置而定。

經过無數次的測定，我們現在可以把世界大洋表面的月平均溫度和年平均溫度來編製等溫線的地圖(圖 80)。从等溫線圖可以看出：熱帶的大洋表面溫度向西增高，而溫帶則向东增高。这个現象之所以發生，是由於熱帶的洋流主要向西方流動，而溫帶的洋流則偏向东方。

世界各海的表面溫度的分佈也有很大差異，很难找出一般的規律。我們只知道，每个海的溫度决定於气候。各海中以波斯灣海面的溫度最高，八月的溫度達 35.6°。

根据对不同深度海洋水溫度的观測，我們知道溫度隨深度而改变。到了約 300 公尺的深度時溫度下降得很快，而在 1,000 公尺的深度時溫度下降远較緩慢，至於 1,000 公尺以上的深度則下降得特别緩慢。

在熱帶，大洋不同深度的溫度有如下表：

大洋表面	28°
深度 500 公尺处	8°
深度 1,000 公尺处	5°
深度 2,000 公尺处	3°
深度 3,000 公尺处	3°
深度 4,000 公尺处	2°

从上表可以看到，大洋巨大水团溫度十分低，而且除了最上層以外，各处的溫度幾乎相同。海洋中以海底的水特别冷，那兒的溫度只有 1° 和 0°，有的地方而且降到 0° 以下，達 −2° 或甚至 −3°。所有大洋的深水溫度其所以这样低，是受了極地冷水的影响。極地的海洋水冷却到 0° 和 −2° 後便行下沉，然後沿底部向各大洋流動，从兩極流向赤道。

§ 159. 海冰

淡水在 0° 時便凍結，但具有中等鹽分 (30—40‰) 的海水要到 −2° 至 −2.2° 時才凍結。海水通常从海岸開始凍結，因为这裏的海水由於有河流注入，比較淡些。於是首先在岸边形成岸冰叢 (береговой припай ледяной припай)。然後海水的凍結由岸冰叢擴及於開闊的海面。極地海水中持續一年的冰約有 2 公尺厚。

水的凍結过程可以分为三个階段：形成薄冰塊，形成冰餅和水面全部結冰。最初，海水中形成大的冰晶，然後結合成为大冰塊。这种冰塊呈現特有的、沒有光澤的色調，幾乎連續地覆盖着海面。海員們把这个海水凍結的初期叫做‘薄冰’。然後个别的冰塊增大，或多或少变成圓形，但是还沒有形成整片的冰盖。这种流動的大冰塊叫做‘冰餅’。往後，个别的冰餅凍結在一起，形成整片的冰盖，其厚度並逐漸增大。遇有巨浪，这層冰盖常被擊破，变成巨大的冰塊，这叫做‘冰野’。冰野由於風浪的影响再互相衝撞，上下重叠堆聚，形成‘冰犁’；在个别情况下冰犁可高出冰野表面之上達 9 公尺。冰野經过多年的聚積，即形成所謂叢冰 (паковый лёд) 或極地冰叢① (поляр-

① 譯註：这是指極地水面多年結成的厚而堅实的冰。

ный пак)。有時極地冰叢由於有冰窟窿而分裂，並徐徐向四面八方流動。極地冰叢占有北冰洋大部分表面。苏联極地各海具有大量的冰，这和东西伯利亞海以及楚科特海不同。南極洲也为大量的浮冰所包圍；那一帶的冰而且擴展到了火地島。浮冰从兩極向四面飄流，其分佈的界限一般來說各年变化頗大。冰山可以飄流得很远。这是巨塊的冰，由於大陸冰川的冰舌伸入海中折断而成（参看§227—譯者）。冰山可以具有很大的体積，長度可達2公里或2公里以上，高出水面可達100公尺或更多。南半球可以看到特别巨大的冰山，其長度可達幾十公里。北半球的冰山主要形成於格陵蘭、斯匹次培根和法蘭士約瑟夫等島的沿海。洋流把它們从这些地方帶到北極圈以外很远的區域，給輪船航行造成威脅。

冰山露出水面的部分約为它在水下部分的$\frac{1}{5}$(圖81)。冰山的周圍常有霧气籠罩，因而使航行極为危險。例如1912年巨型輪船"鉄塔尼克"号在大西洋和冰山相撞，迅即沉沒。目前關於冰山的移動已成立特殊的預報站來观測報告，因而一切航行船舶都可从無線电得知冰山的所在。



圖 81. 弗尔納尔峽灣(Фурннер-фьорда)附近的冰山。

§ 160. 海水的运動

海面和洋面幾乎沒有平靜的時候。大洋的水团經常要產生兩种运動。第一种是振動性質的运動，此時水分子只是上下升降，而在水平方向只傳遞运動的形式；这叫做**波浪**。第二种是前進性質的运動，此時水分子沿水平方向移動，而且擴及巨大的距离；这便是**洋流**。**漲潮**和**落潮**是居於二者之間的一种运動，因为它們在垂直方向改变水平面的高低，因而引起与此有關的洋流，亦即使水团在水平方向移動。

上列三种現象——波浪、洋流和潮汐——是動力海洋学的研究对象。

§ 161. 波浪

水面的波動可以由於各种不同的原因而產生。在自然界各种水域所見的波浪係由風所引起，有時是由於气压的急剧改变所引起。波浪的形狀是一列列的水堤，各水堤之間有低凹部分。看起來，波浪是在水平方向移動，但事实上水分子並沒有隨波浪而移動，而只是在画閉合的圓周，或者說是在上下振動，一直停留於原处。这是很容易看出的：如果我們把一件物体抛到波動的水面，我們只会看見它上升和下降，而波峯和波谷会在它的下面輕輕掠过去。此時只發生波形的移動，而水团本身並沒有移動，同時水的每一个分子在水平面的垂直面上作圓周运動：首先是隨波浪起動力的方向向上，然後朝相反的方向下降。这种运動的形式称为**軌道运動**。

水平面上每一高起部分与其降接的凹下部分合起來組成一个波浪。

每一个波浪可以分为下列幾个部分（圖 82）：波峯，是波浪的最高點，如圖中的 B 和 B_1；波谷，是波浪的最低點，如圖中的 E 和 E_1；波高，是由波谷到波峯的垂直距离，如圖中的 BC；波長，是兩个鄰接波峯或波谷之間的水平距离，如圖中的 BB_1 或 EE_1；波的周期，是第一波过去，第二波來至同一地點所需的時間，也就是波浪經过与波長相等的距离所需的時間。此外，波形在每一單位時間內所走的距离称为**波速**，通常以每秒若干公尺或每小時若干海浬來計算。

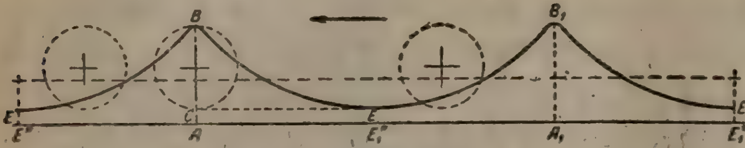


圖 82. 波浪的要素。

波高、波長、波的周期和波速四者是波浪的四个特徵，叫做波浪的要素。

大洋上風波的最大波高達 15 公尺，最大的波長約達 824 公尺。

如果是前進波①，运動要一直傳到海洋的底部。

但振動波的运動不会傳到很大的深度，因为最初的波速要經过很長的時間才能傳到深处，而垂直方向的振動成幾何級數遞減。根据直接的观測，海底沙紋起伏形成於 150 公尺的深度，而在强烈暴風的情况下淤泥可以从 200 公尺的深度捲上來。後者被認为是**海洋波浪直接作用的最大深度**。

由風直接影响所引起的海洋波浪是海洋运動最簡單的一种。当風打到海面時便把水激起，成为或高或低的波浪；这些波浪或是一列列相互平行地傳播，或是互相撞碰和互相交錯，其方式多种多样，一切視風力而定。風波具有各种不同的波長、波高和波速。它們在開闊的洋面上達到很大的數值，这是因为波浪的大小不但决定於風力，而且也决定於水域的面積和風的持續程度。例如南半球有很大的波浪，因为那裏有連續的水圈环繞着地球。据观測，那兒的波高達 12—15 公尺，波長達 400 公尺，波速每秒 15—20 公尺。在个别的情况下，曾有不同的航海家發現高達 30 公尺的波浪。不过顯然在这种情况下很可能由於观測不精確而產生誤差。例如，如圖 83 所示，当輪船位於波浪的斜坡上時，从船上測得鄰近波的波高便会比眞实的波高要大些或小些。



圖 83. 从船上測定波高可能產生的誤差。

近來曾有人試圖用攝影測量的方法來研究波浪。其法为沿輪船的甲板擇一基線。然後在基線的兩終點用兩具攝影机同時拍攝波浪表面的快相。

在開闊的海洋上，通常由暴風而起的波浪其波高可有 6—8 公尺，波長 60—120 公尺。閉塞海面的波浪远較大洋上的波浪为小。例如在波罗的海，波高不超过 3 公尺。波浪的坡度也具有頗大的意义。有時海並不大，但由於波浪的斜坡陡峻，对於航行也很危險。例如亞速海以深度不大著称，但暴風可以激起陡而短的波浪，对船舶十分危險。

① 關於前進波，可参看 § 160。

当波浪接近岸边時，由於其下部与岸底發生摩擦，波浪的傳播速度下減，下減的程度依波浪接近岸边的程度以及深度減小的程度而定。除了速度降低之外，波長也要減少。此時波高便要增加，而由於从較深的地方走到淺处，波浪变得較陡，其上部開始向下捲倒，散成泡沫。

波形的这种改变如果發生在岸边，便称为拍岸浪，但如果發生在离海岸有一段距离的淺灘或水下珊瑚礁地帶，則称为碎浪。各处岸边都要有拍岸浪，不过其性質可以不同，要看海岸的深淺而定。如果岸边水淺，則深度逐漸減小，因此拍岸浪也是逐漸地增長。首先是波浪沿着傾斜平緩的岸边跑上一段距离，一直到重力和岸底的摩擦力把波浪擱住为止，然後淺的水層再从岸边沿岸底向外海深处後退，形成逆流。这一股逆流要为迎面波浪所阻，然後再在波峯間繼續前進。虽然有这股逆流，拍岸浪的大部分水团仍舊是朝岸边作前進性运動。当風力加强時，表流也隨之加强。这样的拍岸浪把組成海岸的岩石碎片沿底部滚動，把它們变成礫石，大小砂粒，最後以至变成海泥。滚動的微粒此時或者朝海岸垂直地移動，或者成某一角度向海岸移動。如果是後一情形，便可以看到冲積層沿岸边作總的移動。

但如果海岸水深，岸坡急剧地突出水面，此時的拍岸浪便完全不同了。这時衝往海岸的波浪便以巨大的力量衝擊岸壁，而且往往向上拋擊，達到很大的高度。由於拋擊，波浪形成巨大的力量，可以造成巨大的破坏；如果波浪來自很大的深度，並且沒有为岸底的摩擦力所減弱，則破坏的力量尤其大。有幾种儀器可以測量波浪的拋擊力。苏联造了一种最好的儀器，並曾在黑海沿岸試驗。从下列幾个例子中可以看出陡直海岸拍岸浪的破坏力量：1892 年在勃契（Поти）①，波浪移動了五个大石塊，每塊重達 20 噸。1890 年的冬天，新俄罗斯克的海岸有兩塊大石头被波浪冲走了，每塊石头重達 40 噸，側面積達 4 方公尺。

使用儀器所進行的測量告訴我們，黑海沿岸波浪的衝擊力達每方公尺 7 噸。在大洋上，波浪的衝擊力还要大得多，每方公尺達 30 噸或甚至 38 噸。

除了風成波以外，海洋中还有由於地震和火山噴出所產生的波浪②。这兩种波浪的特徵是震盪很大。它們的速度每秒達 200 公尺，波長 100 公里或更長（有的達 500 公里）；只有波高才超出風成波不多，達 25—30 公尺。这种波浪如波高很大，則当其突然衝向港灣或海岸時，可以深入大陸，造成巨大的破坏；如港灣海岸較低，情形尤为嚴重。1755 年里斯本地震時所形成的波浪和 1883 年喀拉卡圖火山③噴發時所產生的波浪是大家所知道的。这些便是前進的波浪。

如果某一水域中發生整个水体的振動，即整个体積的水在振動，而同時水面並沒有波浪傳播，則此种振動性的运動称为定常波或定振波（сейши）。發生这种現象通常是由於水域一部分的气压急剧变化。例如，大湖当暴風雨之後或由於其他原因，常有这种現象（圖84）。



圖 84. 定振波。

① 譯註：在格魯吉亞的黑海沿岸。

② 譯註：这一類的波浪又称为海嘯。

③ 譯註：在爪哇与苏門答臘之間。

§.162. 漲潮和落潮

在海水的各种运動中，有一种最經常的、最有规則的海面升降运動，叫做漲潮和落潮。漲潮和落潮的現象在海岸很容易看到。这种現象是这样的：当正規漲潮時，水面在 6 小時 12.5 分鐘之內逐漸升高，然後又在同样長的時間之內逐漸降低，这样周而復始，每天如是。

海平面垂直升降的高度可以根据在港口豎立的标尺（驗潮儀）來測定；有些地方海面可以升到 15 公尺或甚至 16 公尺。

在陡直的海岸，我們可以很清楚地看見海面漸漸上升和降落，这样每晝夜漲落各兩次，更準確地說是每 24 小時 50 分鐘之內進行兩次漲落。但如海岸低，傾斜平緩，則海面的升降变成了海進和海退，二者交相更替。漲潮時，海水淹沒了濱海一帶，有時淹沒廣大的空間，一直侵入內陸；其所抵達的那一条線称为高潮線。落潮時，海水退出海岸淺灘，一直退到低潮線，於是巨大的空間又露出水面。如果海或洋和大洋息息相通，那麼漲潮和落潮在高度上可有很大的差别。但有些海只有一条狹窄的海峽和大洋相通，漲潮乃微不足道；这样的海称为"無潮海"，例如黑海和波罗的海沿岸漲潮微弱，而白海、巴倫支海和北海則有很高的潮汐，大洋上亦復如是。

§ 163. 漲潮和落潮的原因

由於应用了數理分析的方法和經过了多年的观測，我們早已能相当精確地說明漲潮和落潮的現象；它們之所以發生，是由於地球和月球之間具有吸引力，由於二者环繞一个公共重心旋轉。如果我們每天观察高潮線的所在，我們会發現漲潮和落潮二者之差天天在变化，而且高潮的時刻也天天不同，每日約遲 50 分鐘。新月和滿月時的潮差最大，叫做朔望潮①；上弦和下弦時的潮差最小，叫做上、下弦②潮。海面升降和月球位置之間的这种依存關係使我們確定漲潮和每月週期發生的宇宙現象之間的联系。一方面，月球在环繞月地的公共重心旋轉，另方面，地球也在自轉；这兩种現象联合起來使月球每隔 24 小時 50 分在地平面出現，而不是每隔 24 小時。这便是每天漲潮要推遲的原因。从以上所述，我們可以說漲潮是海面由於月球的吸引而週期地升高。第一个說明这些現象的学說把漲潮-落潮看作月球引力的結果，这叫做潮汐的平衡說或靜力說。这个学說以万有引力理論为根据，是从万有引力的下列兩个定律引伸出來的：

1. 宇宙間一切物体相互吸引，其引力与其質量成正比。

2. 物体間的引力与其距离的平方成反比。

这样，有兩个天体——月球和太陽——同時对地球的水的外殼發生吸引作用。月球离地球最近。自然，一方面地球吸引着月球，另一方面月球也吸引着地球。为了使推理簡便，我們且假設地球为等深的水層所包圍，然後看看月球的引力在地球上各不同地點究应如何。

---

① 当月球走到太陽和地球中間時（新月），称为朔；当月球和太陽各在地球的一側時（滿月），称为望。

② 上下弦潮即当月球处於上弦和下弦時的漲潮和落潮。此時月球和太陽的角距等於90°。由於太陽和地球的联線与月球和地球的联線互成直角，亦即太陽和月球二者的起潮力線互相垂直，所以潮差最小。此時月漲潮为日漲潮所削弱，而日漲潮抵消了月落潮，所以高潮時的海水面位較朔望潮時低些，而低潮時則較高些。

我們已經知道引力依距离而轉移：当距离增加時，引力便减小。因此，地球向着月球的一面由於最接近月球，引力应当最大；在相反的一面，由於距月球最远，引力应当最小。引力越大時，被吸引的物体朝吸引的物体走得越快。因此，面向月球的一面应以最大的速度向月球运動；在地球中心，这样的运動較慢；而在地球上与月球相反的一面这样的运動更慢，因为这一面所受的引力最小。

这样一來，地球向月球的一面应当超越地球的中心或即地球本身，而和月球相反的一面应落後於地心或即地球本身。因此，面向月球的一面以及背月球一面的水面都要从固体的地球表面推移，这便使水面升高，就是漲潮的現象。如果这兩边的水面升高，便要引起与此成直角的其他兩边的水面降低，也就是發生落潮。这是因为其他兩边既沒有受到月球的直接吸引，也沒有水面落後的現象，而漲潮的兩面只有靠其他兩面的水团才有可能隆起。結果，由於月球引力的影响，水的外殼的表面乃成为椭球形，在月球起作用的方向伸展（圖 85）。因为地球自轉的關係，地球上每一點都要依次經过漲潮和落潮的位置。从而每一點通常一晝夜間应有兩次漲潮和兩次落潮。

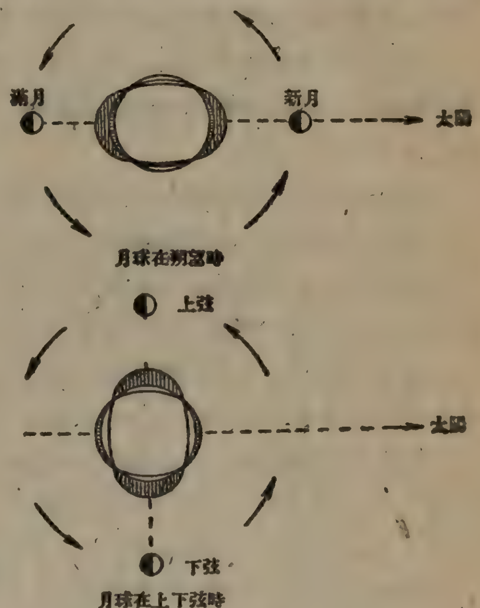


圖 85.

除了月球以外，太陽对於地球的水外殼也有吸引作用，不过太陽的起潮力远較微弱。虽然太陽的質量較月球大約 30,000,000 倍，其起潮力僅及月球的$\frac{1}{2.17}$。这一點不应該使我們有所疑惑，因为太陽的質量虽大，但日地距离为月地距离之 390 倍，而起潮力和距离的立方成反比。日潮有時加强月潮，有時却削弱月潮。前者發生於朔和望，当日月兩天体和地球处於一直線時，也就是它們的引力在同一方向發生作用時；後者發生於上弦和下弦，即当太陽和月球与地球成直角時。換句話說，这兩个天体互相对立地起作用：在月球產生漲潮的地方，太陽却產生落潮。根据月球的質量及其和地球的距离來計算，月球所產生最大的潮可以使水面升高 563 毫米。同样，太陽所產生的最大潮可使水面升高 246 毫米。因此，在理論上，最大的朔望潮可以達到 563＋246＝809 毫米，最小的上下弦潮可達 563－246＝307 毫米。

以上的推理係从一簡單的情況出發，即假定地球为一等深的水層所包圍。不过事实上，大陸和島嶼把水外殼分为一些独立的海洋盆地，因而阻止了水团的运動，破坏了潮汐的規則性。在沿海和海灣一帶，潮汐是推遲了。海灣的形态对潮汐的高度也有很大影响。例如在逐漸向大陸內部变窄的海灣，其終端狹窄，潮高可達 12—15 公尺。鄂霍次克海的潘兴灣(Пенжинская губа)和諾法斯科底亞海岸的芬地灣便是这一類的海灣；前者的潮高为 11.3 公尺，後者達 15.5 公尺。在某些情況下，潮汐可以通过河口向上游擴及很远，成为前進的波浪，逆流而上，有時形成陡直的水堤，高達 3—4 公尺。这种现象叫做'怒潮'(бор, маскаре)。亞馬孫河的潮汐波擴及上游達 1,400 公里。

潮汐对於船舶有巨大的作用。有的港灣並不小，但入口水淺；而現代的輪船吃水很深。因为这样的輪船只有在漲潮時才能進港，所以必須預先知道港灣的水位哪一个時刻最高。

§ 164. 洋流

在前幾節中我們探究了海水振動运動的現象，即海水分子不是被帶到远处，而是大約在一个地點振動。不过在海洋中的水还有另外一种运動，即前進式的运動。此時水分子係按照一定的、非常固定的路程被帶到很远的距离，好像沿着一条河流在大洋中流動一样。水的这种运動叫做洋流。洋流可分为暖流和寒流，暫時流和經常流，也可分为表面流和海底流。

洋流在理論上和实际上都具有巨大的意义。它們攜帶着具有溫度的水流向各处，这种水的溫度顯著地和洋流所經地域的溫度不同，这样使对当地的气候有剧烈的影响，从而也对这些地域的整个自然界有影响。

按照洋流的成因，可以把它們分为漂流、排流和補充流。

風是引起洋流的最重要原因，主要是向一个方向吹的經常風，或者至少是大部分往一个方向吹的盛行風。这种經常風在水面造成經常的摩擦，使相当厚的水層轉入运動，隨着佔优势的風流動，而由於地球旋轉的關係，洋流發生偏离現象；北半球偏右，南半球偏左。这样的洋流称为漂流。

排流是由於一个地方的海面傾斜而產生的。海面的傾斜或係由於河流的淡水注入海中过多，或由於降水量很大，或由於融冰，最後，或由於水的密度或大气压力的垂直分佈不均匀所致。

補充流是補償水的不足而產生的洋流。由於大洋上已經有某种水流，大洋某一部分的水便要減少，这就要引起水的移動來補其缺。如赤道逆流便是補充流。補充流不但可以是表面流，也可以是从海洋深处上升到表面的冷水流；此時的洋流便成为上升式的运動。

此外，还有一种环流，或者說是水分子的垂直移動：密度最大的水層往下移動，較輕的水往表面移動。这种垂直式的运動也就是海水的上升和下沉。这种运動經常在大洋中產生，对海水增溫或变冷的过程有巨大影响。

洋流的方向在大多數情況下決定於風，也依大陸的位置、海岸的輪廓以及洋底的性質而定。

洋流的流向和流速可以用特殊的儀器（流速計、浮标等）來測定，也可以用漂流的瓶子來測定。後者按照國际协定，由船舶把瓶子拋入海中，瓶中裝有紙条，其上記有拋瓶子的確实地點和時間。这些瓶子有時完成很長途的旅行。每年可以得到幾千个这样的瓶子。我們把这些瓶子所經过的路程画在地圖上，便可以確定洋流的方向，也可以在某一程度內測定洋流的速度。此外，也可以根据船舶的殘骸來確定洋流的方向。这些殘骸是由於船舶在大洋上某处遇險而为風浪所破碎的。它們經年在大洋上飄流。航行的船舶一遇到殘骸，便把殘骸所在的地點記入自己的航海日記。根据各航海日記的記載，便可以把船舶殘骸所經过的路程画在地圖上；这样便可以確定洋流的方向。如要更精確地測定洋流的方向和速度，可以应用各种精密的儀器。

根据多年观測所得的資料，我們可以編製出洋流圖。本書所附教学地圖上只繪有最大的洋流。事实上洋流远較这裏所繪的为多，其路程也远較複雜，特別是海中的洋流为如此。

現在讓我們來看看洋流總圖（圖 86）。大洋中表面流的一般圖示和信風有關联。如我們所

知，信風是定常風，在北半球由东北吹向西南，在南半球由东南吹向西北。这种定常風的風速每小時 30—40 公里，它們在南北兩半球（平行於赤道並且靠近赤道）引起自东向西的强大洋流，即所謂赤道洋流。

在南赤道洋流和北赤道洋流之間，也就是在赤道無風區，有一股比較窄的赤道逆流向相反的方向流動（卽自西向东流動），好像一条狭長的帶子一样。它的表面流速是每小時 2 公里。信風把表面的海水从非洲和南、北美洲的西海岸赶走，在那裏引起深处的冷水上升。表面水以赤道洋流的形式向西衝到美洲和亞洲的东海岸，然後向南向北折轉，沿海岸走到南北緯 50° 处，然後漸漸偏向东边，再度穿过大洋轉到东海岸後，一支轉向赤道，復与赤道洋流匯合，形成閉合的循环。沿 50° 緯線橫过大洋的洋流，其另一支在东海岸轉向極地區域，形成較小的循环。当然，每一个大洋的地方性原因（如風的周期变換、海岸的輪廓等）要大大地改变洋流的性質。不过这裏所繪出的洋流圖示旣可应用於大西洋，也可应用於太平洋。

例如大西洋的南赤道漂流抵達南美洲东岸時在罗克角分为二支：巴西洋流和圭亞那洋流。前者沿南美洲的海岸南行，到了南緯 40° 時折向东边，成为向东橫过大洋的洋流。这支洋流到了非洲西岸後再度折轉，向北形成奔給拉洋流，在赤道附近和南赤道洋流匯合。这样一來，在南緯 5° 和 50° 之間便有一个完整的洋流循环。在北半球也正是有这样的环流。南赤道洋流的主要北支（卽圭亞那洋流）流向西北，起先是沿巴西海岸，然後沿圭亞那海岸，这样一直流向安的列

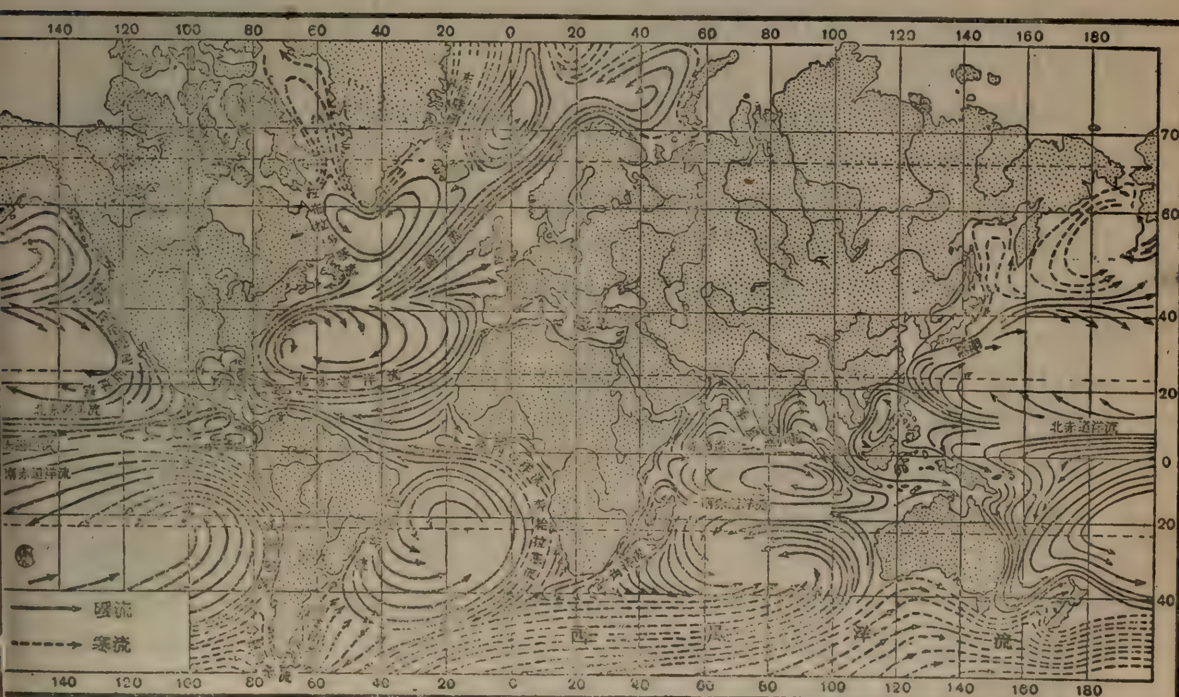


圖 86. 洋流圖。

斯羣島，和北赤道洋流的一部分匯合以後，遂成为强大的水流注入加勒比海。这支洋流然後从于加丹海峽走出加勒比海，進入墨西哥灣，在那兒向右偏闕，經佛罗里達海峽流出，注入大洋，和北赤道洋流的其餘部分匯合，形成强大的暖流，叫做灣流。灣流从佛罗里達海峽跑出來之後，先則沿北美洲东海岸奔馳，繼則由於地球偏向力的影响折向东北，成为大西洋洋流，冲刷歐洲海岸後注入北冰洋。这支洋流对整个歐洲的气候有强烈的影响。灣流是世界大洋中最强大的暖流之一。这支洋流在佛罗里達海峽中的寬度为 72 公里，深度为 700 公尺，流速每晝夜 216 公里。但灣流注入大洋和北赤道洋流的一部分联合以後，其水势增大。这条洋流的溫度也很高：自表面至 150 公尺深的水層溫度在 20° 以上。

大西洋洋流（灣流）的最南支叫做加那列洋流。这一条很寬的支流折向东南，起先冲刷亞速尔羣島，然後南下掠过加那列羣島，最後折向西南和北赤道洋流匯合，在大西洋北半部形成一个大封閉洋流环。在这个洋流环圍着一个非常独特的、平靜的、沒有經常洋流的海區，叫做馬尾藻海。馬尾藻海的表面富有聚集的馬尾藻類，其頂部綴有帶橄欖的綠色或蛋黃色。

大西洋洋流到了 60° 緯線以北又開始分为左右兩支。其中左支偏向西北，叫做伊尔明格尔洋流。这支洋流經过冰島附近流向格陵蘭海岸，然後在抵達海岸以前突然折向西南，繞过格陵蘭的西南端，經台維斯海峽注入巴芬海，叫做西格陵蘭暖流。右支在 70° 緯線及东經 15° 处又分为兩大股水流：一支向北奔向斯匹次培根海岸，另一支沿斯干的那維亞半島的北端向东，称为北角洋流，其最低溫度为 +4°。北角洋流進入巴倫支海後復分支。南支称为慕曼斯克洋流，在距慕曼斯克沿岸 100—130 公里处平行於海岸線流过，繼續往东直到新地島海岸。奔向斯匹次培根的那一支洋流在該島西岸下沉，沉到北冰洋水層的下面。

除了上述的洋流以外，大西洋还有兩条从北冰洋流出的寒流，卽东格陵蘭寒流和拉布拉多寒流。这兩条寒流基本上是淌流，卽从北冰洋送出的多餘海水。

在其他大洋中，洋流的环流圖示和大西洋环流很少差別。例如太平洋中也可以看到和大西洋一样的洋流。这裏赤道南北也有同样的兩个洋流环：一个是南赤道洋流，一个是北赤道洋流。南北洋流以赤道逆流为分野。这在冬季（北半球）表現得特別明顯。和所有逆流一样，赤道逆流为補充流。

太平洋有一条黑潮，相当大西洋的灣流，东澳洋流相当於巴西洋流。这裏兩条比較冷的寒流——北部的加利福尼亞寒流和南部的秘魯寒流——都是補充流。这兩条寒流把加利福尼亞和秘魯海岸的水变冷，引起深处的水上升。

太平洋北部有一条寒流沿堪察加海岸和千島羣島南下，名叫千島寒流。

印度洋与大西洋和太平洋不同；它的海洋环流中只有南边的洋流环表現得完好。南赤道洋流自东向西經过南緯 10° 与南回歸線之間的地帶，走近馬達加斯加島的北端時分为兩支：一支叫做馬達加斯加洋流，沿馬達加斯加島东岸南下，另一支从北面進入莫三鼻給海峽，也沿非洲海岸南下。最初它称为莫三鼻給洋流，以後称为針角洋流[②]，为莫三鼻給洋流的延續。这条洋流的兩

② 譯註：卽阿古拉斯洋流。

支到了南边和西風寒流匯合，一起向东流。到了澳洲海岸附近，西風寒流的一部分折而向北，叫做西澳洋流。这支洋流到了南回歸線以北時便和南赤道洋流匯合，这样便接合了印度洋的南环流。

印度洋在赤道以北受到了大陸的限制，沒有可供洋流發展的地方，因而在这裏沒有表現出洋流循环。季風对於印度洋北部的洋流有强烈的影响，迫使洋流週期地改变其方向。在某一季節，洋流的方向是自西向东，而在另一季節則自东向西，整个兒反过來了。

如上所述，三个最大的大洋南部都沒有为大陸所分開，因而为洋流的發展造成了特殊条件，使連續的洋流环得以形成。南緯 40° 到 55° 之間的地帶以經常的盛行西風为主。由於盛行西風的影响，这裏遂形成强大的、自西向东的洋流，擴及整个南半球，形成完整的洋流环。这条洋流在各种著作中有不同的名称：有時称为南漂流，因为它位於南半球南部，有時称为东漂流，因为它向东流，有時又称为西風洋流。最後一个名称用得最多。

在北冰洋上，由於有經常的大西洋洋流，也由於西伯利亞和北美洲的河水不断注入，而洋面蒸發量又很少，所以海水过剩。这些过剩的海水由东格陵蘭寒流經格陵蘭东岸排出北冰洋。顯然，在北冰洋上应当產生从东部西伯利亞和北美洲海岸流向格陵蘭东岸的洋流。船舶的漂流，設有'北極'研究站的冰塊的漂流，以及从东部西伯利亞和北美漂流到格陵蘭海岸的樹木完全証实这个推論。

§ 165. 海平面升降的气象原因

除了波浪、漲潮和落潮之外，每一个地方的海面或洋面也由於气象上的原因發生变動。海面升降的主要原因是：溫度、降水量和風的变化以及气压的变化。夏天的溫度較高，海面乃較冬天为高。例如波罗的海魯根島[①] 和芬蘭灣大小島嶼罗列的海濱地區之間的海平面八月便比冬天高出 3.2 厘米。

聶瓦河流域降下的雨水要把喀琅施塔德处的芬蘭灣海平面提高 21.8厘米；三月海平面最低，九月最高。

黑海和亞速海的海平面由於气象原因引起的升降可達 16 厘米：最低在四月，最高在五月、六月或七月，隨各个地方而不同。引起这种升降的原因是大气压力和風。向海岸吹來的風使海面升高，而从海岸吹去的風則使它降低。在这方面，季風的影响特别大，而且特别有規則。当風从海上吹來時，海平面上升至零點以上 100 毫米或 100 毫米以上，而当風向改变時，即風由陸而海時，海平面下降到零點下 130 毫米或更低。例如印度洋中亞丁附近的海面每年的升降可達 23—24 厘米。

气旋風对於海平面的高低發生很大的影响。当气旋經过時，風向可以变得恰好相反。例如 1872 年 11 月 12—14 日当气旋經过時，梅克陵堡 (Мекленбург) 和霍尔施坦因 (Голштин) 海岸一帶(均在德國北部——譯者)的波罗的海海平面較平均海平面升高了 3.5 公尺。

---

① 譯註：在德國北部海岸。

还有，当气旋經过時，大气压力的影响也和風的影响結合在一起。通常当压力降低1毫米時，要使水面升高13.6毫米。但气旋边緣和中央的压力有時可以差到50毫米，所以气旋區的水面可以凸出達0.7公尺的高度。当熱帶飓風發作時这个高度还要大些，可達3公尺。这样一來，在風和漲潮的联合影响下，海平面可以升高很多。例如在1876年11月1日，由於飓風和漲潮的影响，恆河三角洲平緩海岸的海平面升高了14公尺。

現在我們漸漸明白，海洋上無論哪一地點的海平面都是不固定的。如果各海、洋或同一海、洋中各部分的气象条件和其他条件並不一致，那麼由此可知它們的海平面也不会一致。不过，按照水标尺所進行的水準測量告訴我們，各处海洋平面的差別很是微小。例如亞得利亞海的海平面較德國海海平面只低15厘米。俄罗斯水準測量也告訴我們芬蘭海灣的海平面在喀琅施塔德比在塔林高出12厘米。不过我們不要忘記，和不同的高程點一样，不同的海平面都是和大地水準面有關係的。在大地水準面还沒有得到精確的研究以前，我們只有愼重地來断定陸地与海底各點和地球中心的距离。

§ 166. 在地形圖上描繪海

把海岸正確地描繪在地圖上对於國民經济和國防都具有很大的意义。如果缺乏正確的、好的地圖，任何一項建設都不能順利地完成。正確地描繪海岸对於解決許多科学上的問題也具有重要性，例如海盆地及其毗連地區的地質成因問題卽是。

所有地形圖上都要描繪海。不过在各种不同的地圖上有不同的描繪法，依地圖的目的以及比例尺的大小而定。在1:500,000和1:1,000,000比例尺的地圖上，海或是整个描繪出來，或者描繪其重要部分。此外，下列要素在这些地圖的內容裏也佔有主要的地位：深度，海岸的輪廓及其構成，海軍基地和港口的位置，水下电信線路等等。

在比例尺較大的地圖上，例如在1:200,000或更大比例尺的地圖上，只描繪近岸的海區和沿岸的陸地區域。凡是沒有陸地的海區都不編製大比例尺地圖，这一點和小比例尺地圖以及航海圖不同。在大比例尺的地形圖上，沿海岸區域除了要有保証船舶在沿岸一帶安全航行的資料以外，还必須在平面圖和断面圖上繪有海岸的詳細輪廓，必須列入海灘、海岸沙丘以及突出的定向标等。

編製和整飾航海圖的方法在本質上和編製地形圖的方法不同。海道測量、描繪和測深以及其他專門的研究是水文学的对象。不过就各部門目前所提出的要求的特殊性來看，地形測量学和水文学已漸漸不能互相分离了。从1943年開始，地形圖和航海圖已經規定了統一的圖例。一般來說，可以把航海圖分为三類：水道圖、气象圖和一般的航海圖。这三种圖都是用墨卡托投影画出的，投影上有等方位線① ——这种直線使計算簡單化，而且便於在地圖上開闢航路。

1. 水道圖可以分为下列：甲)小比例尺一覽圖，乙)總海岸圖，丙)局部海岸圖，丁)碇泊場和港口平面圖。所有这些圖都可以用來在開闊的海上或沿岸開闢航線。圖上繪有：深度，对航行

① 等方位線是以同一角度和子午線相交的線。

有危險的地點，海岸的輪廓和地形，从海上看來的顯著目标，灯标(灯塔)和磁針偏角。

2. 气象圖亦名領航圖。圖上繪有磁偏線，盛行風和洋流，霧區，適宜的航線和主要灯塔。

3. 一般的海圖是用來对大洋予以科学的闡明。圖上标出物理海洋学中所搜集的關於洋面和洋底的一切資料。

§ 167. 海的活動

和陸地水的活動一样，海的活動表現在破坏岩石，搬运岩石，以及特别是形成厚的沉積。这裏我們主要地从海岸動力学的观點來考察海的工作。

海岸的形成和發展决定於一系列的因素。在这些因素之中，水的各种运動佔有重要的地位。例如拍岸浪、漲潮和落潮等运動形式要破坏組成海岸的岩石，並把破坏了的物質沉積。在高緯，除了水的作用之外还要加上冰的作用，不过冰同時也可成为保護海岸免於冲蝕的因素。例如当浮冰擱淺時，形成所謂‘冰集結’(стамухи)。这些冰集結以山脊的形式集結在一起，好似一条天然的防波堤，使冲積物得以沉積在其所保護的海岸地區。这样便为沉積造成了有利的条件。此外，大气、河流、水面和陸地表面位置的改变，以及組成海岸的岩石的特性等对於海岸的形成也有大的影响。

在小比例尺地圖上，海岸只是以線条的形式來表現；这样的描繪只具有假想的性質。如果海岸是陡直地降入海中，那麼用一条線來表示海岸还比較正確。不过一般所謂海岸(或者確切一點說，海濱)是指一条海岸帶，有時具有相当大的寬度，而在这条海岸帶的範圍內表現着現代和古代的海陸相互作用，特别是海岸線①在这範圍中移來移去。海岸帶的下限很具有假想的性質；它大体上符合於落潮時的最低水位線。至於其上限則相当於已保留的古海岸形态——海濱階地的位置。

多潮海（ливные моря）② 的海岸帶有一部分在漲潮時处於海平面以下，而在落潮時則成为陸地。

海岸線除了由於天气和潮汐暫時改变其位置而外，还要由於地質構造和海面升降运動發生較穩定的、較長期的移位③。我們在这裏要分别海岸線的正移位和負移位。前者卽当海岸線和海一齐向陸地上移，後者是指海岸線向海的一方下降。

在海岸帶的範圍中主要是海在進行工作。海的工作可分为破坏性和建設性兩种：前者为拍岸浪的工作，後者为冲積物的冲積。除了海進行改造工作之外，还有其他外力在海濱帶起作用。此中有兩种过程特别重要：河流形成三角洲的过程和風堆成沙丘的过程。此外，海搬运沉積物，海岸帶中有机体的活動以及珊瑚構成体(岸礁、堡礁)的產生等等都是些複雜的过程。

海力圖使海岸的形狀变得比較簡單；它把海岸夷平，破坏海岸的突出部，並把冲積物填充港灣。

海水拍岸浪的冲刷作用称为**海蝕**。

---

① 海岸線是水陸的分界線。实际上要確定这条線很难，因为水面在經常地升降，海岸線乃隨之移位：時而远远地降入海中，時而升至大陸。这种移位在低海岸表現得特別明顯。

② 多潮海是水团漲落潮运動頻多的海。

③ 洋面(或海面——譯者)升降运動是指整个世界大洋面的升降，由水团的增加或減少所引起。

§ 168. 海岸的性質

海岸有兩种主要的類型：陡直海岸(或高海岸)和平緩海岸(或低海岸)。这兩种海岸類型不但是按照形态來區分,而且也是按照結構和其所經过程的性質來區分的。通常高的、陡直海岸主要是由基岩組成的；它們經受着海的破坏活動。这些是衝蝕海岸(圖87)。低的、平緩海岸照例是由疏鬆的、未固結的構成物所組成的；海主要地在对这种海岸進行建設性的工作，把新的沉積物質运送到这裏,在这裏沉積。这些主要是冲積海岸。一般來說，海岸的性質在很大程度內決定於毗連的陸地以及水下斜坡的結構。低地的边緣通常是平緩海岸，高地的边緣通常是陡直海岸;不过也有不少的例外,而且兩种類型海岸的地段交相更替也是很常見的事。

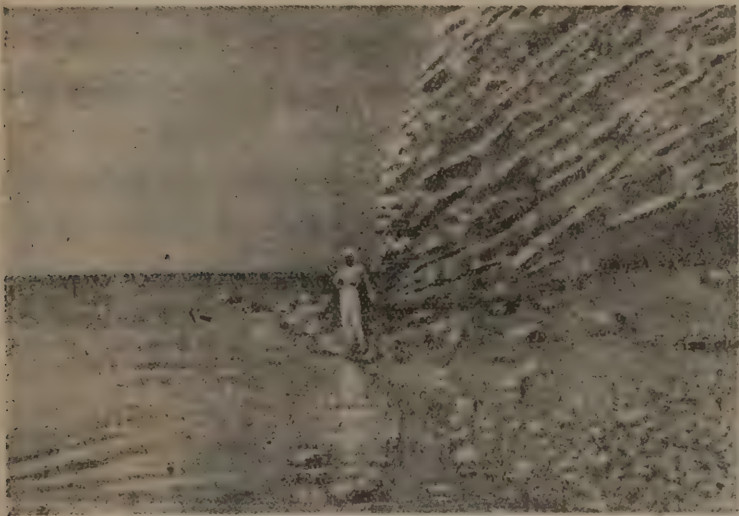


圖 87. 衝蝕海岸 (Г.В.傑米亞諾夫攝)。

在破坏海岸的因素当中拍岸浪是最强大的因素之一。其力量之大，我們在§161中已經談到。当風力增大時,拍岸浪的破坏力也隨之增大,而当風暴的运動方向和海岸成垂直時，其破坏力達到最大的程度。

人們很早以前便注意到,当其他情况相同時，高的、突出於海中的海岸地段所遭受的破坏力(海蝕)比較强烈,比較快，而凹入的低的、平緩海岸地段所遭受的破坏力較輕微,較慢。

如果我們观察拍岸浪对陡直海岸所起的作用，可以追溯其進程如下:当波浪衝擊陡直海岸的崖壁時,便產生巨大的机械破坏作用。这其中除了水的机械作用以外，岩片、礫石、砂粒等也参与其中;这些都是由拍岸浪帶來的，它們的作用有如投射武器上的彈丸。在这种情形之下，海岸懸崖的下部便可能形成凹入部分或浪蝕龕。浪蝕龕的下限略高於低潮時的海面，而上限略高於高潮時的海面(圖88)。浪蝕龕往後再凹入時,由於冲刷过甚,其上部失去了支持,乃致崩塌,於是在海蝕平台的表面堆起一堆碎片,而这些碎片又繼續为拍岸浪所破坏。它們被拍岸浪所搗碎,隨着波浪



圖 88. 浪蝕龕。

前後拋擲，而且被琢磨，成为平滑的礫石形狀。同時波浪把破坏了的細小碎屑帶到离海岸比較远的地方。至於岩塊狀的粗大碎片，則比較能經得住波浪的衝擊；而且由於可以把波浪的衝擊力削弱，因而也保護了海岸。不过，隨着時間的推移，粗大的岩塊也要遭受破坏。然後波浪又繼續無阻地攻擊陡直岩岸。但是浪蝕龕並不是隨時隨地都能形成的；潮汐較高的海岸有時並沒有浪蝕龕。

这样一来，当拍岸浪進一步起作用時，海岸懸崖便漸漸地向陸地的一方後退；这样的後退，擴大了海蝕平台的寬度。如果海濱的地質構造处於平靜狀态，而海平面的平均高度沒有变動，那麽海蝕平台只在寬度上發展，而懸崖的後退不可能無限地繼續進行。因为这兒的海底逐漸地变为斜岸，而当波浪衝到海蝕平台的淺水面時要碰到海底的摩擦，因而逐漸喪失其活力和動能。此時波浪的作用便要中止，海蝕平台不復再行加寬。只有陸地下降或海平面上升才会使海岸的破坏过程重新復活。而只要海平面不断地上升，海便会不斷地侵入陸地，且淹沒廣大的空間，一直深入大陸。最後，海会把一切不平处加以夷平，使陸地表面帶有平原的性質。这种为海所夷平的地表叫做海蝕面。当海平面降低或海濱地區升高時，海蝕面的原來面目可能要暴露出來。

拍岸浪的破坏工作不但表現於陡直海岸，在低海岸也可以看得到。不过低海岸的拍岸浪破坏作用不是經常地表現出來，而只是当強風自海而陸吹來，当海淹沒了巨大的空間時才看得見波浪的破坏作用。

潮汐的水流也要改变海岸的形态，不过其改变的程度远較拍岸浪为小。海岸附近的漲潮和落潮引起交替的水流。如果运河、河口和港灣具有漏斗形，那麽这种交替的水流所起的作用力特別大。潮汐水流中的水分子幾乎同時前後运動，而且以同等的力施与水面和水底。

漲潮浪的破坏力相当大，而且由於它是前進性質的波浪，所以不是和拍岸浪一样在表面起作用，而是在深处，在海底進行侵蝕。当这种浪侵入海灣和河口時，每每攫取河流冲積物並把它們帶到海裏去，好像在清除海灣一样。这样一来，漲-落潮的水流阻碍着冲積物的沉積，同時在很大的深度進行冲刷，有的地方可以達到100公尺或更深。拉曼什海峽（即英吉利海峽——譯者）的海底之所以沒有任何冲積物，很可能便是潮汐水流和拍岸浪二者的联合机械作用的結果。很多擴大了的河口也是如此。例如在泰晤士河、易北河以及其他類似的河口，虽然漲潮時由於河水中止流動而產生沉積，但落潮的水流由於河流的影响而更較强烈，因而能把沉積物帶走，妨碍三角洲的形成。

§ 169. 沉積作用

波浪对海岸也起建設性的作用，即把海沉積堆積於海岸一帶；这种作用和它的破坏作用是不可分割的。破坏產物沉積的地方是海蝕平台的水上和水下表面的海岸階地坡脚。这些破坏的產物是由風化作用或拍岸浪破坏海岸懸崖所產生的，也有由河流或溪流从陸地帶來的。海灘是海蝕平台的水上地帶，其表面朝海、洋或湖泊的方向稍稍傾斜，其上覆盖有砂礫。当海水波動的時候，拍岸浪捲上海灘，因而使海灘上的碎片物質發生运動，即隨波浪前後滾動。由於互相摩擦，碎石塊乃被琢磨，变成圓形，以至轉变为礫石、小石和砂粒。海礫石不是和河礫石一样呈圓球形，而是呈薄餅狀。礫石由於經常地运動，漸漸擦碎，所以慢慢地变小了，由此產生的小微粒被流回去

的浪帶到海蝕平台的較深处。

当一个一个的波浪衝到上升平緩的海岸，到達某一界線時，便行中止前進。然後，由於重力的作用，又从平緩的岸坡上以加速运動流回去，与次一前進波浪的下部相遇，形成所謂回歸的排流。很顯然，在陡直的岸坡上，排流的速度大於衝上浪的速度，因而以冲刷作用为主。反之，在斜岸上則以沉積作用为主，因为这裏的排流速度較小，不能把前進浪所帶來的物質帶回去。这种海岸上的漲潮浪还有一个这样的特點，即在海蝕平台的最高部分，在衝上浪的浪花飛濺所能達到的地方，那兒的砂就把留下的一淺層水快快地吸收掉。同時排流開始的地方並不是水的前進运動所能達到的那一条線，而是离開这条線不远的地方。这条吸收水層地帶的寬度各处至不一致，依海岸的傾斜度和波動力的大小而定。这一条地帶由於沒有排流，漲潮浪所送來的鬆疏物質得以在此沉積。結果，这兒乃形成一層由砂、礫石和巨礫所組成的覆蓋物，其形狀好像一条不大的、多多少少齐整的山脊，通常叫做海岸洲堤。如果拍岸浪越强烈，海岸洲堤每每越大。

海灘上的鬆疏物質除了前後地运動以外，也可以沿海岸作前進的运動，其运動的方向隨波浪的方向而定。从海上來的波浪並非一直正对着海岸線前進，而是常常和海岸成某一角度。这样的波浪斜斜地向海岸接近，在到達海岸滚上海灘時与之成某一角度，使砂、礫也沿同一方向移動，但波浪回头時却並不沿老路流去，而是依最大坡岸的方向，即垂直於海岸線的方向，因而把海灘上的疏鬆物質也沿同一方向帶走。每个隨之而來的波浪帶着同样的物質經过同样的路程。結果，每一塊岩石碎片都沿海岸朝主要風成波的方向成‘之’字形移動。



圖 89. 卡拉博加茲湖的砂嘴。

如果海岸浪的搬运力由於某种原因在某处減弱，海冲積物便要在那兒沉積下來。如果水流繞过海岬(或海角——譯者)，水流的运動便要趨於緩慢，因而在那裏產生沉積，形成一条狹而低的冲積陸地帶，这叫做砂嘴(圖 89)。

砂嘴的結構通常是不对称的。其向外海的一方具有短而陡直的斜坡，傾斜度有時達 15—20°，而向陸地的斜坡則較長，較平緩。砂嘴的高度从一公尺到幾公尺不等，寬度和長度也不一致，或为數公尺，或達數十公里。例如將卡拉博加茲湖和裏海隔開的砂嘴有 45—47 公里長。如果沒有足够强烈的水流从港灣流出以保持港灣与海的狹窄通路，砂嘴便可能將港灣完全封住。这种將港灣將近封閉或完全封住的砂嘴或者將海的任何沿岸小部分封閉的砂嘴叫做砂堤，而被封閉的部分(也就是和海隔断了的部分)叫做潟谷或潟湖[1]。它們在波罗的海沿岸(庫尔斯克海灣和加里寧格勒海灣，或維斯林海灣)以及在黑海的北部海岸都發育得很好。

海岸的基本類型

海岸的形态非常多种多样，由影响海岸形成的大量因素所決定。这些因素之中最重要的是海濱地區的地形，該地區的地質構造，組成海岸陸地帶的岩石成分，地殼的構造运動，以及海的不間

[1] 潟湖是淺水的、沿海岸伸展的海灣，有砂嘴或砂堤將其和海隔离。

断的活動(拍岸浪、碎浪、潟湖等等)。为了不迷失於多种多样的形态中,为了要找出正確的方法來把它們描繪在地圖上,必須把它們歸入一个確定的系統,即把它們來分類。海岸的分類法有許多种:有些純粹从形态上來分,另一些純粹按成因來分,还有一些則具有混合的性質。本書因篇幅所限,不可能对所有不同的海岸形态以及現有的各种分類加以詳尽的敍述。此处僅拟描述幾种最常見的、典型的海岸類型;这幾种類型对於地形測量員和繪圖員在地圖上描繪海岸具有頗大的意义。

§ 170. 達耳馬地亞型

这是幼年下降褶皺陸地的縱海岸。这裏山脈的走向和海岸線的方向平行。当这塊陸地下降時,海水便侵入所有山嶺地形的低处,淹沒这裏的縱谷,把它們变成海峽,这裏海峽於是把各个山嶺和海岸隔离,使海岸具有独特的、強烈割切的性質。这种海岸的一切要素——島嶼、半島、海峽和海灣——都沿一个方向伸展,和海岸的總走向平行。由此可見,这种海岸之產生,是由於具有褶皺構成和縱谷的陸地的下沉所致,从而它还是处於年幼的發展階段。不过,如果陸地下沉慢了下來或全然中止,則隨着時間的推移海的活動可能要改变海岸的景色。此時海水冲積物会形成砂堤,把海灣和海隔离,而把海灣变为潟湖和海岸湖泊。同時,砂嘴也会把島嶼和大陸連接起來,因而使海岸線变得更加複雜。这种類型的海岸在達耳馬地亞沿岸(南斯拉夫海岸,圖 90)表現得良好。



圖 90. 達耳馬地亞型海岸。

在繪製地圖描繪達耳馬地亞型海岸時,所有海岸要素的方向务必在圖上保留,甚至还要强調。

§ 171. ‘卡拉’型

‘卡拉’型海岸近來又称为‘鋸齒形’海岸(圖 91)。这是屬於原岩① 衝蝕海岸的類型,也与陸地下沉有關联。这种海岸的特色是有無數半圓形的小


圖 91. ‘鋸齒’型海岸。

① 譯註:即基岩。

港灣沿海岸鱗次櫛比地排列着，小港灣之間夾有突出於海中的尖岬。每兩个尖岬間的距离为0.5—1公里。这样，整个海岸的輪廓便呈鋸齒狀或齒狀，例如卡拉達格（Кара-Даг）附近的克里木海岸即是。

在描繪这种類型的海岸時，其海岸線的齒狀性質务必保留；即使在‘鋸齒形’不復能按比例表現出來的情况下也必須保留其特徵。把这种海岸的海岸線取直或簡單化是不容許的。除此之外，海岸線也应当和描繪海岸階地斜坡的等高線取得一致。

§ 172. 峽灣型

峽灣型海岸有强烈的割切。峽灣是指又狹、又長、又弯曲、又深的海灣，远远深入大陸，而且具有高的陡峭岩岸。这种海岸通常伴随有大量的島嶼。根据对峽灣的研究，有兩个因素影响峽灣的形成：構造力（断裂和断層）和冰川。峽灣是由地質構造所造成的，在平面圖上具有規則的幾何輪廓，在主谷与旁谷之間夾有可作为特徵的尖角和很多曲折的主谷。一段段的海岸朝兩三个固定的方向作線形伸展，各处有構造断口。複雜的峽灣之間以狹窄的海峽相連接，而峽灣常常有各别地段和大陸隔离，因而把它們变为島嶼。挪威、新地島、斯匹次培根和格陵蘭等地的海岸屬於这一類型。当我們把这种海岸描繪於地形圖時，必須保留圖形中的稜形拐角，不容許把海岸線变成圓潤和变得柔和，也不容許人为地把海灣变寬（圖 92）。



圖 92．峽灣型海岸。

至於过渡形态的峽灣，則不但有構造的因素参与其形成，而且也有冰川的因素。这裏構造陷落地的尖銳輪廓已由於冰川的作用大大地变柔和了，同時也大大地变深和变寬了。

§ 173. 断崖型

断崖型海岸的特徵是具有特别細小而複雜的割切。海岸不高，但为不規則的港灣所强烈割切。这裏通常有無數的小島，石灘，以及孤立於水上和水下的岩峯，其位置殊無規則。断崖型海岸形成的地方是具有典型冰川地形‘羊額石’（見 § 229——譯者）的陸地被淹沒的部分。在这裏，無数島嶼、水下岩礁、海灣和海峽等海岸要



圖 93．断崖型海岸。

素的分布沒有一定的方向可言，而是混成一团。在断崖中航行是危險的，必須具备關於航路的詳細知識（圖 93）。

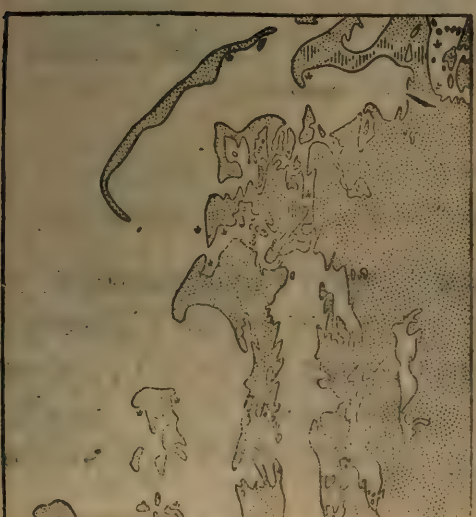
当我們把断崖型海岸描繪於 1:200,000 或更小比例尺的地圖時，必須对断崖海岸各对象（小島嶼、淺灘、水面和水下岩峯）進行选擇和簡化；有時在繪製 1:100,000比例尺地圖時也必須如此。由於細小的島嶼不能按比例表現出來，所以必須用大的點來表示，同時不要把小島位置的相对密度改变了。至於水上和水下岩峯，則在大比例尺地圖上列入圖例，在小比例尺地圖上不予表現。断崖型海岸可以法國和瑞典的海岸为突出的代表。

§ 174. 里亞斯型

里亞斯型海岸的形成，是由於海沿山谷侵入山地區的陸地，而山脈的方向和海岸的一般方向成垂直或成一斜角。在西班牙的西北部，由於縱谷沉沒所形成的漏斗形港灣叫做里亞斯。因之所有類似形狀的海岸都叫做‘里亞斯海岸’。这种海岸有强烈的割切，富於島嶼、海岬和岩峯。这种海岸的港灣宜於船舶的航行和停泊，常是优良的天然港；例如海参崴和塞伐斯托波尔的港灣卽是。典型的里亞斯海岸一帶通常很少發現冲積層，这顯然因为它們从前是挾帶沉積物很少的河谷（圖 94）。



圖 94. 里亞斯型海岸。


圖 95. 鹹海型海岸。

§ 175. 鹹海型

当海進入下列三种低陸時，便形成所謂鹹海型海岸：古代海沉積所組成的低陸，現代所冲積的三角洲沉積所組成的低陸，以及風成細碎地形所組成的低陸。当海侵入沙丘、新月沙丘以及其他小丘陵之間的凹地時，要形成複雜的海岸線，具有大量的島嶼以及窄狹而蜿蜒曲折的支流和港灣（圖 95）。这一种類型的海岸主要是由疏鬆砂質物質所組成，易为海浪所冲刷，因而常改变其海岸輪廓。島嶼常常再变为淺灘，淺灘長大又成为島嶼。直接对開闊海面那一边的海岸比較不固定些，其輪廓改变得快些，而朝其他方向的岸边則比較地固定一些。因此，在根据

过去测圖材料在地形圖上描繪鹹海型海岸時，必須把朝開闊海面一边的海岸線表以虛線；而把凹入陸地的海岸線表以实線。鹹海型海岸發育於鹹海的东部海岸以及巴尔喀什湖的南部海岸。

§ 176 溺谷型海岸

当海沉沒了侵蝕河谷的河口部分時，便形成溺谷型海岸。形成溺谷型海岸的侵蝕河谷位於由水平層所組成的、年青的、不高的地區。溺谷的谷岸照例不高，但常是陡直的。注入溺谷的河流可能帶有大量的冲積物，如果溺谷中沒有潮汐，那麼河流沉積和海的沉積便会形成砂嘴和砂堤，把溺谷口封住，有時只留下一条狹窄的出口，好像'河口支流'一样。封閉溺谷由於已和海完全隔絕，鹽分的濃度乃增大，同時水平面下降，如庫雅耳尼克（Куяльницкий）溺谷和哈治巴（Хадхибейский）溺谷即是①。当砂嘴和砂堤形成時，使溺谷和海隔离，於是海岸線乃变匀直了，因而它不復和毗連陸地的地形相符合（圖 96, 圖 97）。



圖 96. 溺谷型海岸。

在圖 97 中可以看到，向海突出的海岸地段为海所切断，結果形成断崖（見圖 97 中的 1），而在凹入的地段則形成冲積層（海灘），使得海岸線从原岩海岸外移（見圖中的 2）。在小比例尺地圖上描繪溺谷型海岸時，必須把断崖和海灘互换交替的特點加以保留。


圖 97. 溺谷型海岸。

溺谷在黑海和亞速海海岸發育得良好。

§ 177. 潟湖型

潟湖型海岸屬於陸地上升時所形成的海岸，或陸地經过長時期平靜階段所形成的海岸。这种海岸每每已或多或少变得平坦少起伏。当海岸上升時，沿海的低下平台帶乃增大，並逐漸轉变为平原，向海略有傾斜。由於这一帶水淺，大浪不能達到海岸，而在离海岸不远的地方沉積一条水下海岸洲堤，叫做水底沙灘。当往後再發生海退時，水底沙灘乃現出海面，隔出一个長而水淺、沿海岸伸展的潟湖，潟湖中現出一系列複雜的港灣（圖 98）。为冲積形成物所填平了的潟湖岸有

① 譯註：均在黑海敖得薩附近。

兩条海岸線：一条是朝海的外線，一条是內線。海岸外線的特點是很平直匀称，而內線則有强烈割切，多曲折。当海退繼續發生時，处於海岸和砂嘴之間的潟湖要逐漸变成陸地。進一步的海退会產生新的水底沙灘，而新的水底沙灘也要变为海岸洲堤，如是反覆進行。这样一來，这裏便形成了具有一系列海岸洲堤的低下海岸平原，从这些海岸洲堤可以推出从前海岸的位置，可以看出海退了多远。潟湖型海岸分佈很廣。苏联在下列各处可以看到：裏海沿岸（由薩穆尔河口向南），沿庫頁島东岸，鹹海和巴尔喀什湖沿岸以及波罗的海沿岸——庫尔斯克海灣及維斯林海灣等地。

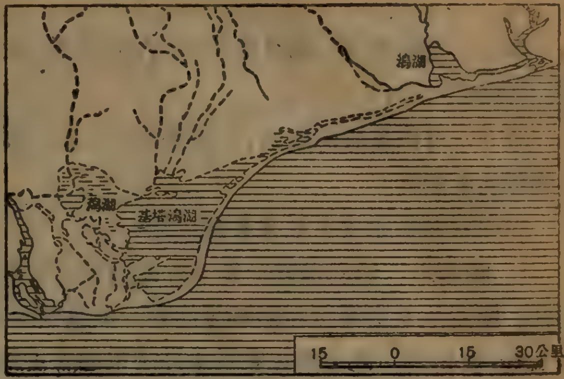


圖 98. 潟湖型海岸。

当我們在地圖上描繪溺谷型和潟湖型海岸時，不可把描繪海灣（港灣、潟湖）和描繪完全和海隔絕了的海濱湖泊混淆或混同了。此外，还必須指出哪些海濱湖泊是淡水湖，哪些是鹹水湖。通常不見於 1:200,000 或更小比例尺地圖中的窄狹砂堤或海峽我們可將其放大，但不要把輪廓歪曲了。

§ 178. 冰型海岸

这种独特類型的海岸在下列地區分布很廣：新西伯利亞羣島，东部北極地方勒那河口与科林馬河口之間的許多地點，楚科特半島海岸和阿拉斯加。冰型海岸發育於有厚的古冰層覆盖的海岸。这种海岸的特徵是具有冰懸崖，其峭壁自上而下通常高達 1 公尺。在峭壁之下有凹形的冰壁支撑於寬廣的（寬達 20 公尺）冰階地之上，而階地規覆有泥土，其上位有無数的冰殘山，冰桌，以及由冰融水冲成的深坑。在階地之下則位有海岸懸崖；海水常在崖基形成浪蝕龕。这种海岸很不固定；它們受了水的作用便融化而迅速後退，並遭受强烈的割切。冰型海岸後退的速度很大，有時一年中後退達 40—50 公尺。

上述各种類型的海岸的平面圖描繪中有下列不同的地方：割切的程度，平坦地段和碎切地段的交替体系和它們的長度，海岸線的幾何圖線[直線、弯曲線、圓潤線（округленная линия）、折線]，以及其他地形測繪特徵。当我們將地圖的比例尺縮小時，这些特徵的数量不可避免地要省略一些。如果我們把这些特徵簡化時只按各項特徵的尺寸來進行，那麼簡化以後的描繪便会失去其个性，便会歪曲原形。为了要避免这一點，在編製地圖以前必須先確定某一海岸的基本（地理）類型，然後根据該類型來整个地选取对象和簡化海岸線。在編製得很好的地圖中，即使是小比例尺地圖，我們不难確定其中海岸的類型；如果圖上画有等深線和等高線，則確定時更为容易。反之，如果編製地圖時只是机械地照搬，沒有考慮到海岸的類型，那麼在地圖上確定海岸的性質並不是每次都可能的。

地下水

降到地表的水有一部分滲透到地下的深处，受到不透水岩層的阻攔，乃在不透水層的層面匯聚，形成地下水層。

地下水可以是液体狀态，可以是固体狀态，也可以是气体狀态，後者即構成地下空气一个組成部分的水蒸气。

液体狀态的地下水可有下列：

1. 吸着水　这是以單一分子層包圍着土壤微粒的水，与土粒緊密地結合在一起，以致不能移動。吸着水只当增温强烈時才能和土壤微粒分開。

2. 薄膜水　这是由好幾層水分子包圍着土壤微粒的水。薄膜水由於表面張力的作用而移動。含有吸着水或薄膜水的土壤看起來是乾燥的，因为土壤微粒間的空隙充滿着空气。

3. 毛細管水　这是存在於土層中很細的縫隙中的水分，縫隙的直徑不超过 0.5 毫米。

4. 重力水　这是存在於土壤微粒之間的水分，由於重力的影响而移動。

§ 179. 地下水的來源

關於地下水的來源，不久以前还是一个爭論得特别多的問題。在这个問題上曾經有幾派互不相容的学說，在十七世紀末年，曾經有人認为世界海洋是土中水[1]的來源；这就是說，海洋的水滲透到地下便形成土中水層。当時还有一个早已存在的学說，認为土中水是大气降水滲透到地殼中的結果；这就是所謂**滲濾說**。無疑地大气降水滲透的現象在自然界中是存在的，但是一直要靠大气降水來形成地下水則是不够的。二十世紀初年，俄罗斯学者 A. Φ. 列別傑夫（Лебедев）創立了凝結說；这个学說对於蒸汽形的水分及其在地球內部由於蒸汽压的差異而起的运動具有特別大的意义。当土壤中的溫度低於地面溫度的時候，水汽便从大气侵入土壤，凝結成为地下的水分。这个学說也能够說明为什麼砂質沙漠和半沙漠地帶也能有土中水層露出地表。在这些地方，降水量微不足道，水分是从大气中凝結而來的。在半沙漠地帶的鹽漬土中水層之間常常可以發現淡水層，这就是因为礦物水蒸發後水分在不含鹽的土層中凝結的結果。

除了地表水和水汽之外，地殼中还有从地下深处所產生的深水。这是由於地球內部岩漿中含有水蒸汽；这种水汽从地球內部升到地球的上層冷却後便形成液态水。这叫做**原生水**或**岩漿水**。

从上所述，可見地下水有三个給养來源：甲）滲透到地殼中的大气降水（滲濾作用），乙）从大气侵入地殼的蒸汽（凝結作用），以及丙）从深处上升的岩漿水（原生水）。

§ 180. 地下水的运動

組成地殼的各种岩石其結構各有不同。其中有細粒岩類，如黏土、粘壤土；也有粒狀岩類，如

[1] 譯註：参看 § 180。грунтовая вода 或譯壤中水，或譯潜水。

砂粒卽是；也有具有裂隙的岩類，如石灰岩。重力水可以通过砂粒，也可以沿堅硬岩石的裂隙流動，而且对於二者可以暢通無阻。但細粒岩類則只有薄膜水和毛細管水可以通过。岩石的滲水性决定於岩粒之間是否具有空隙。岩粒越大，則各粒之間的空隙也越大。

一切岩石按照其透水性的情況可以分为透水岩、半透水岩和不透水岩。砂、礫、小石和一切有裂隙的岩石都屬於透水岩。黃土和粘壤土屬半透水岩。黏土、無裂隙的石灰岩、花崗岩和片麻岩等則屬不透水岩。

重力水滲透到地下深处達到不透水層時便在那裏匯聚，充实着含水層，並有个別的細股水流緩緩流動。但如果重力水在堅硬岩石的裂隙中匯聚，則整个水流都要流動。

地下水按其所处的層位來看可以分为三類：土中水（грунтовые воды）、層間水（междупластовые воды）和土壤水（почвенные воды）。

土中水在地面以下某一深度，位於不透水層之上，有一層岩石將其与地面隔開。

土中水的上界叫做土中水面（圖 99）。地下水的运動是很複雜的。土中水面的傾斜度不但决定於不透水層的傾斜度和地形的性質，而且總是和地表水位相適应，卽与海、河、湖泊水位相適应（圖 100）。当河中漲水時，地下水位也隨之升高。所以在修建各种水庫時必須隨時估計土中水位上升的情況，以免水庫周圍區域發生沼澤化現象。

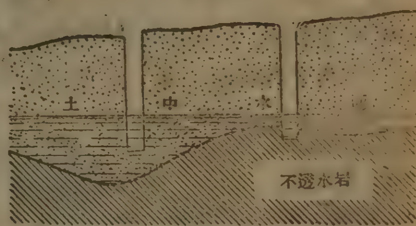
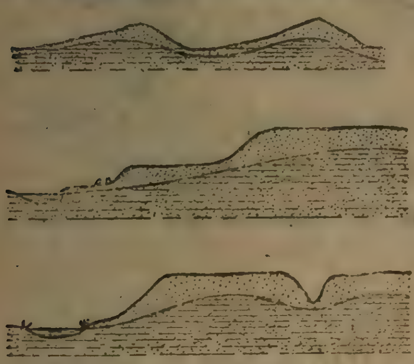


圖 99. 土中水面。

由於大气降水和融雪对於土中水位有影响，土中水面乃有季節的变動。当然，土中水有变動時，其影响傳開得非常遲緩，因此每当降雨或漲水時，要隔一段很長的時期才有土中水漲落的現象發生。至於井裏的水則因为表面露空，其漲落情況完全不同。


圖 100. 地形对於土中水面的影响。

地下水在地下运動的性質隨情況而不同。在疏鬆的岩石中水的运動非常緩慢，同時运動的速度不但决定於不透水層傾斜度的大小和岩石空隙的直徑，而且也决定於溫度；溫度越高，則运動得越快。砂中的水每晝夜的流速为 1 到 7 公尺，在裂隙或空处則远較此为大。至於地下河流（喀斯特河流），水的运動也和平常的河流一样地快。

流動自由的土中水是上面沒有不透水岩覆蓋的含水層。除此以外，自然界中还有所謂層間水，亦卽噴水，或称自流水。这是指上面有不透水岩蓋着的水層，因此这种水处於靜水压力的影响下。自流水通常位於兩个弯曲的不透水層之間的凹地，因此總是承受着很大的压力。噴水所处的深度較自由含水層为大；这种水由於从深处上升，所以不但純淨，而且很丰富，可以作为很妙的給水來源。

地殼中位有好幾个独立的地下水帶，所以有時可以發現幾个上下疊置的地下水層。

除了充滿着水的含水層或飽和層以外，还有不飽和層和土壤水。不飽和層是直接位於含水

層之上的毛細管水層，而土壤水則是位於地表附近的地下水。在苏联北部，下層土壤水和飽和的土中水層之間常常有一層毛細管水將二者連接在一起。於是遇有乾旱的年份，土壤水層可以从飽和層吸取水分，而在过度濕潤的時期則可把盈餘的水分讓給飽和層。但在苏联的南部地區，土中水層位於离表面很深的地方，因而在土壤水層和飽和的地下水層之間还夾有一个乾燥的过渡層，即所謂死層。在这种情形之下，夏天当土壤水由於蒸發和發散作用把自己的水分送入大气時，土壤水便不復得到地下水層的支持，而成为懸空層，要靠凝聚力和表面張力來保持自己的水分。

§ 181. 泉水

如果地下水層在地面有出口，便形成溪流或泉水。泉水產生於河岸、海岸以及沿冲溝的斜坡。所有泉水按其物理特性可分为上升泉和下降泉兩种（圖 101）。上升泉的特徵是泉水由於压力从下方上升。自流水便是这样的泉水，有時一經鑽探，便成为噴泉（圖 102）。下降泉的特點是給养區高於地下水在地面的出口，於是水的移動是由於重力的影响。層間水（пластовые воды）也是下降泉；此外，含水層在河底或冲溝底部的露出口也是下降泉。層間水每每擴及很大的面積和很長的距离。土中水如果通过各种鬆疏岩石，則因經过滲濾，从地面流出時成为清澈的溪流。但如土中水層离地表很近，則流出的水要帶有各种有机質殘餘和懸浮的微粒。这是因为透水層的厚度不大，土中水等於沒有濾过。於是流出地表的土中水非常混濁；近居民點的泉水尤为如此。

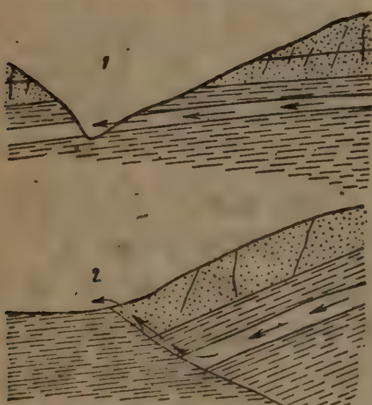


圖 101. 泉水的示意圖：
1—下降泉； 2—上升泉。

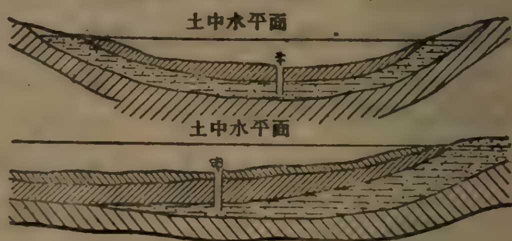


圖 102. 自流井的示意圖。

§ 182. 礦泉

深处的地下水因接近岩漿源地，从那兒流出來的水便成为熱泉，即所謂溫泉。苏联堪察加半島有大量的溫泉，泉水的溫度達 100°。噴出的熱泉叫做間歇泉。間歇泉分佈於堪察加半島、冰島、新西蘭和北美洲（國家黃石公園）。堪察加的間歇泉不久以前方才發現；那兒的間歇泉河谷中有 22 个大間歇泉和近一百个小間歇泉；泉水的溫度为 94° 到 99°。其中最大的間歇泉是維利康泉。因为熱水是較强的溶剂，所以間歇泉和溫泉的泉水富於各种化合物。於是泉水流出地表後形成矽華和石灰華的沉澱，而間歇泉的附近常有凝灰岩組成的圓錐。在堪察加半島和新西蘭，間歇泉的水流形成一列一列階梯式的階地，而这些階地的表面由於水的运動磨得很光滑。間歇噴

泉每隔一定時刻噴水一次。現在業已停息的新西蘭威曼古間歇噴泉曾噴出高達450公尺的水柱。

泉水的化学成分決定於所处岩石的化学成分，因为地下水是在岩石中匯聚和运動的。当地下水流經易於溶解的岩石時，便为礦物鹽類所飽和。如流經石灰岩和石膏，則泉水中富於CaO，成为硬水。硬水拿來洗濯時肥皂不易起沫，如拿來煮沸，則烹器中要結上一層水垢。如果地下水在鹽漬土中匯聚和运動，則必鹽化，因而形成鹽泉。地下水如每升含鹽量在1克以上便叫做礦物水，礦物水流出地面便形成礦泉。礦泉按照其所含雜質的化学成分可分为鹽泉、鉄質泉、硫黃泉等類。

§ 183. 地下水的活動

地下水中必然挾帶着溶解了的鹽類，至於所含鹽類的濃度則非常不一致。当地下水經过鬆疏岩石時，把各种鹽類、氧化二鉄、氧化矽等結晶於岩石的空隙裏。於是鬆疏的岩石也硬化了，变緊密了，成为緻密的岩石。例如砂粒变为砂岩，礫石和小石变为礫岩即是。地下水除了引起硬化作用之外，在另一方面也把岩層中的細粒物質帶出來。例如地下水經过砂質黏土和砂粒時，便把很小的微粒帶出來，使岩石中形成不大的地下空洞。而在地面便要相应地形成不大的塌陷漏斗。这个把細小微粒从岩層中帶出來的作用称为潛蝕作用，而在地面塌陷的窪地則叫做潛蝕漏斗(圖103)。

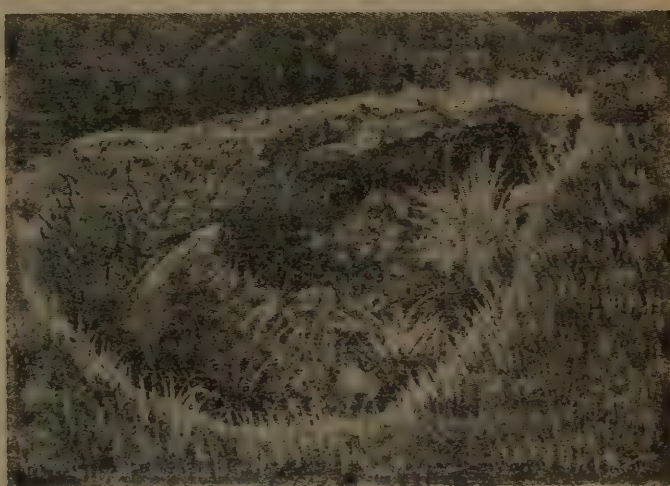


圖 103. 潛蝕漏斗(З. З. 維諾格拉多夫攝)。

潛蝕作用在河岸和海岸特別多見，因为那裏的地下水具有較强的逕流，而且接近地面。目前对於潛蝕現象还缺乏研究，学者們也沒有一致的意見。

§ 184. 喀斯特現象

当地下水流經容易溶解的岩層時，勢必將岩石溶解和淋蝕，在深处形成空洞，以致岩層頂面往下坐，或形成塌陷。石灰岩、白雲岩、石膏和岩鹽都是易於溶解的岩石。这一類的岩石而且具有裂隙，使水在其中易於环流。石灰岩和石膏在地表佔有相当大的面積，在这种岩石分佈的地區可以看到完全不同的水文情况和地形特徵。

由於有易溶解、易透水岩石的分佈而產生的独特地形和水文情况在地理学中有一个名称，叫做‘喀斯特’。

喀斯特是地表上分佈得特別廣的現象；它在地球上各种地區都可看到，無論寒帶也好，溫帶和熱帶也好，山區也好，平原也好。

任何地區如有喀斯特的發育，对於工程建設便要引起困难，甚至構成嚴重的障碍；因此，研究喀斯特具有重要的意义。

喀斯特的形成条件是：必須有相当大量的降水，有能够形成喀斯特的厚層岩石，以及具备多多少少平坦的表面，因为雨水一遇陡直的斜坡便要很快地流走，來不及滲透。

当大气降水落到了具备喀斯特条件的表面時，便要沿裂隙滲透到地下深处，同時溶解岩石，漸漸擴大裂隙，在地表造成吸收流水的漏斗，即所謂落水洞。当裂隙和漏斗擴大時，地表逕流幾乎完全消逝，而所有的水都滲透到地下深处。当滲透而下的水遇到比較緻密的、裂隙較少的石灰岩層時，便在岩面形成暫時的喀斯特水層。这种喀斯特水在环流時溶解喀斯特化岩石，造成河床，於是在地下深处，在石灰岩、石膏和其他岩層中形成地下走廊、通道、溶洞以及地下河流和湖泊。有時水可以滲透到更深的地方，一直到達不透水層，於是形成永久的喀斯特水層。此時所有以前由水所造成的地下河床都要乾涸，变为地下通路和溶洞的整套迷宮。不过喀斯特溶洞有時很美麗而有趣。溶洞中从穹窿頂部每有泉華般的石鐘乳[1]向下形成，而从溶洞的底部則有石筍[2]向上升起。有時石鐘乳和石筍上下会合，便形成一支完整的石柱。石鐘乳和石筍之所以形成，是由於水滴的蒸發。溶解了石灰質的水从溶洞的頂上一滴一滴地落下來，於是漸漸地形成这样独特的、泉華般的形态。溶洞中还可有眞正的冰柱和冰塊和石鐘乳、石筍混在一起。这种情形之所以發生，是因为溶洞的尾端比洞口为低，而当溶洞在冬天貯滿了冷空气後，甚至在夏天还可以保持低溫。

石灰岩的深处常常有崩塌的現象，此時地表便要形成塌陷漏斗，而塌陷漏斗充了水便形成所謂喀斯特湖。喀斯特湖的特點是：圓圓的形狀，从湖岸到湖心深度急剧增加（圖 104）。有時漏斗漸漸擴大，結果合併成为各別的封閉盆地。盆地的底部常为風化產物所充滿，形成黏土質覆盖，其上並有植物生長。

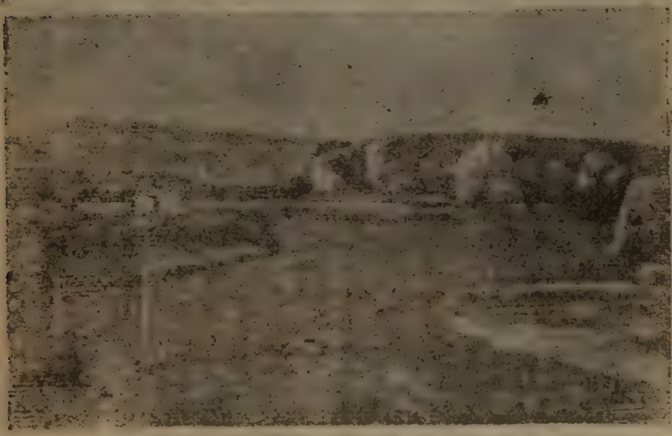


圖 104. 充了水的喀斯特洞（З. З. 維諾格拉多夫攝）。

由上所述，可知喀斯特地塊表面的特徵是具有封閉凹地，这或是不大的漏斗和湖泊，或是寬大的盆地。

大气降水落到喀斯特岩石表面時沿表面流動，並溶解岩面，形成密集的溝，其深度淺的为

---

① 石鐘乳是石灰岩的形成物，从溶洞的頂部垂下來，好像柱子一样。

② 石筍是从下向上升高的圓錐形石灰岩形成物。

1—2毫米，深的有幾厘米或幾公尺。这种溝叫做'溶溝'(圖105)。

在海岸有拍岸浪和漲潮的地帶由於海水的运動，也常常有喀斯特面形成。例如裏海沿岸近馬哈赤喀拉(Махачкала)一帶便有典型的喀斯特岸。



圖 105. 溶溝。

如果流經喀斯特區的河流並不發源於喀斯特區，便不会馬上为岩石的裂隙所吸收，而会先沿表面流一段距离，然後才漸漸消失。有時从河流被吸收的地點往下游还可以看到一段乾涸河谷。

在石灰岩和石膏岩層中环流的喀斯特水如遇某处地形低下，則流出地面，形成泉水。有時流出地面的不是泉水，而立刻是一条大河；这种泉水叫做湧泉(воклюз，由法國南部一条喀斯特河而得名)。山地地塊的边緣常常出现这种泉水。例如克里木的薩尔吉尔河(Салгир)卽係發源於察蒂尔達格(Чатыр-даг)地塊的一条泉水；这条强大的泉水位於巨礫和岩石碎塊之間。

离地面不深的地下河流一边流動，一边把河床加寬和加深；这样到了最後，河流的頂部必会崩塌。此時地下河便成了在地面流動的河流，其河谷深切，谷坡陡直。有時在河流的上面还保存了天頂的一部分，於是成为天然桥(сводный мост)，高懸於河面之上(圖106)。

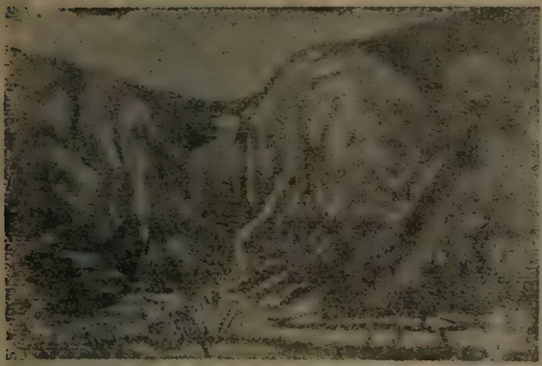


圖 106. 烏茲波依河(Узбой)上的天然桥(З.З.維諾格拉多夫攝)。

喀斯特过程在某种情况之下会趨於緩慢，卽当喀斯特水層以上的石灰岩層漸漸被冲刷和溶解，以致斗淋(долины)①和漏斗達到了土中水面。此時水的垂直环流乃中止，地下河乃变为地面河。但如果喀斯特水面再行下降，那麼喀斯特过程便要重新出現。其次，当石灰岩面形成了一層不易溶解的黏土質覆盖的時候，喀斯特过程也要中止或变弱。这層覆盖之所以形成，是由於石灰岩上時時聚有不易溶解的雜質，这样日積月累，便形成一層覆盖。由此我們可把喀斯特分为有覆盖的喀斯特和露空的喀斯特二种：前者是指喀斯特化岩石上覆有一層沉積岩，後者是指石灰岩和石膏露出地面。

在喀斯特地區，土中水面的高低和大气降水有不可分的關係：每逢降水，土中水面便升高，而在久旱的情况下土中水位便要下降很多。

① 譯註：斗淋是一种分佈很廣的喀斯特地形，通常是漏斗狀与盆狀的低窪处(直徑10—200公尺)，但其規模与外形易生变化。

喀斯特地區的地面水文網發育得很不好，因为岩石的裂隙幾乎把雨水吸收得乾乾淨淨。即以克里木的雅依拉（Яйла）而論，这个地方虽然有相当多的降水量，但仍然缺水；其他喀斯特地區也是如此。

§ 185. 喀斯特的地理分佈

地表的喀斯特現象發育於易溶解岩石的分佈地區，主要是石灰岩和石膏的分佈地區。

苏联的主要喀斯特地區如下：

克里木的雅依拉具有露空喀斯特的正式地形：地面有溶溝和喀斯特洞，其中有一些幾乎整个夏天都藏有雪。这个地區幾乎完全沒有流水。除了在大的凹地，卽坡立谷[①]以外，植物也很貧乏。雅依拉的斜坡上有喀斯特溶洞，有些溶洞中还發現舊石器時代人類的遺蹟。山的北坡則有泉水流出。

此外，沿高加索的西坡喀斯特也分佈很廣。

苏联有覆盖的喀斯特地區如下：

烏發高原的喀斯特。这裏的喀斯特过程發育於二疊紀的石灰岩和石膏上，上面有一層沉積岩的覆盖。这裏有許多喀斯特消失湖泊、河流和喀斯特洞。目前那裏还在形成喀斯特洞。1948年九月在昆古尔城區（Кунгур）近基舍尔契口鎮（Усть-Кишерть）曾有土地塌陷，形成兩个喀斯特洞。离昆古尔不远位有著名的昆古尔喀斯特溶洞，其中有冰石鐘乳和冰石筍。

在列寧格勒省奥尼加湖以南可以看到週期消失的喀斯特湖泊，如多耳格湖（Долг-озеро）、施姆湖（Шим-озеро）等，这些湖泊之間都有地下水流相通。这个喀斯特地區正在向南繼續發展。



圖 107. 奥謝特拉河谷的喀斯特洞。

奥尼加河-德維納河分水嶺。这个地區的巨大面積都是石灰岩和石膏。在地面可以看到一大羣大大小小的喀斯特洞，其中有些已充水，成为喀斯特湖泊。

在高尔基省二疊紀石灰岩和石膏的發育地區也有喀斯特地形發育。沿彼雅納（Пьяна）河岸有許多喀斯特溶洞，其中最大的是巴尔努科夫（Барнуковская）溶洞。此外，这兒也有喀斯特洞。

在莫斯科以南也可以看到吸收着地表水的喀斯特洞（圖 107）。这些分佈於下列有石炭紀石灰岩露头的地區：謝尔普霍夫區（Серпуховский район），科隆納區（Коломенский район），圖拉省奥謝特拉（Осетр）河沿岸（該河發

① 坡立谷（полье）是南部斯拉夫語譯音，俄文是波列（поле），这是指喀斯特地區寬廣的封閉盆地。它們大概屬於構造盆地。

源於拉普底夫區的美列霍夫卡村［Мелеховка］），以及維涅夫區（Веневский район）。

此外，苏联歐洲部分的其他區域也有喀斯特現象。但对於苏联亞洲部分的喀斯特則較少研究。

喀斯特在其他國家也有發育，如亞得利亞海的‘喀斯特’區（在南斯拉夫）[1]，希臘，阿尔卑斯山、喀尔巴阡山的某些地區。法國的喀斯特地區是在中央法國地塊的南部科斯高原。美洲的喀斯特地區在佛罗里達半島、于加丹以及墾塔啓州。墾塔啓州有巨大的馬蒙托華（Мамонтова）溶洞。

§ 186. 地滑

在海岸、河岸以及冲溝的斜坡上常常可以看到地滑。所謂地滑，通常是指岩体由於重力的影响从岸边或斜坡的边緣分開，轉移到較低的水平面。有時地滑的規模很大，連森林、耕地和居民點也滑走了。



圖 108. 地滑的示意圖：
下墊的不透水層处於傾斜的位置，其上有充足的土中水。

在苏联，地滑現象發生於下列各地：伏尔加河右岸（薩拉托夫省、古比雪夫省和其他的省），奥喀河谷，頓河谷以及黑海沿岸（克里木、高加索和其他區域）。



圖 109. 帕赫拉河（Пахра）右岸的地滑地形（З.З.維諾格拉多夫摄）。

地滑可以由於各种不同的原因而發生：如河流冲刷河岸，土壤由於大雨或融雪而淋透。如果有不透水層向河谷傾斜，而不透水層的表面又有土中水，这种条件最宜於產生地滑。因为在这种情况下，沿着傾斜的黏土層流動的土中水把黏土層蘸濕了，形成一个滑動表面，於是位於上方的透水層便要沿不透水層滑動（圖 108，109）。

§ 187. 在地圖上描繪地下水

在地形圖上只要繪出有水流的泉水，即土中水在表面的出口。地下水的出口通常位於河谷的斜坡、河漫灘以及河流、湖泊和池沼的底部。有時地下水很是接近地表，易導致沼澤化。把有

[1] 譯註：喀斯特因該地而得名。

水流的泉水正確地在地形圖上繪出來对於描述一个地區的水文条件具有很大的意义，而水文条件对工程建設甚为重要。

泉水可以是礦泉、淡水泉、溫泉和冷泉。所有这些特徵，無論是泉水在化学成分上的特徵或在溫度上的特徵都要在地圖上描繪出來。泉水的主要意义在於可以用來作給水的來源，因此在地圖上要把一切水源都描繪出來，如人造泉，掘出的水井，自流井以及在乾旱地區收集雨水的窪地等等。在这些情形之下，也必須把水的成分一起标出，如鹹水井、苦鹹水井和淡水井之類。在乾旱區域，水的成分依季節而改变；井中的水量也是如此。常常井裏的水竟一時完全乾涸。

在水文網發育良好的區域以及在人口密集的區域，泉水通常不表現於地圖，虽然泉水对於描述当地的水文条件也是有意义的。但是在乾旱區域把泉水表現於地圖却具有巨大的意义，因为它們常常是唯一的給水來源。在人煙稀少的區域泉水和道路網联系在一起，因为所有的小徑、大道和商隊道路都是通向泉水，而最大的、最重要的泉水必位於許多交通孔道的交叉點。这样一來，在地圖上表現泉水和表現交通道路便密切地結合在一起了。

河流及其在自然界和國民經济中的意义

大气降水落到地表以後有一部分蒸發了，也就是重新回到了大气，而一部分則滲透到地下。这一部分在地下經过漫長的途程，又以泉水和噴泉的方式流出地面，和雨水一起沿着地表流動，形成表流。大气降水和地下水由於地势傾斜而產生天然的逕流，逕流集中後在低处沿溜線流動，成为永久性的水流，这便叫河流。从地表流出的泉水和噴泉常常是河流的源地。有好些河流發源於湖泊和沼澤，也有些是从山上的万年冰雪融化而來的。在地表流動的水可能是暫時的，也可能是永久的；只有經常的水流才是河流。河流对於地表地形，对於植物和气候都有很大的影响。流水对人類經济活動的作用也很大。河流是日常用水的主要水源，所以大多數的居民點都位於河畔，其次，河道可以用於交通运輸；河流如用來發电，則是取之不尽的'白煤'。在气候乾燥的地區河流的作用特别大。例如在沙漠區域，幾乎一切生活都集中於河谷沿岸，如錫尔河、阿姆河、尼罗河、底格里斯河、幼發拉的河等卽是。

河流对於國防也具有重要性。也有些大流還是天然國界和屏障，卽是从現代技術的观點來看也是如此。最後，水文網[①]也可以供航空定向之用。

苏联在河川方面的財富非常巨大。無論就河流的數目、多样性和長度來講世界上沒有一个國家能比得上苏联。那兒河流的長度以百万公里計，其中有幾十万公里已利用來作水道运輸。苏联在水力的儲藏量上也是居世界第一位。那兒通过乾燥地區的河流可用來灌溉數千万公頃的土地。

因为苏联拥有密緻的河流網，自远古以來河流便發揮了很大的作用，有如生命的動脈。不同的部落和各族人民在河畔定居和發展；在河岸也產生了俄罗斯的大城市。有一个長時期河流是

① 把地面有關水的对象如河流、运河、湖泊、泉水、人工和天然的水池等繪到地圖上以後，这个總体卽叫做水文網。

各族人民之間交通、貿易和文化交流的主要孔道。因此，河流在國家的生活中具有非常的重要性，而研究河流及其活動無論在科学上或实踐上的意义都是很大的。

偉大的十月社会主义革命以後，苏联对於河流展開了大規模的研究工作，設立了特殊的科学研究机關來全面地研究全國水文網。自那時以來，一系列的新測候站也出現了。苏維埃人在經济建設当中並沒有对河流屈服，而是在主動地去改造它們，並修建运河，灌溉沙漠和乾燥地區的土地。

水力对於苏联國民經济的發展具有巨大的重要性。依照列寧的倡議，1920 年成立了全俄电气化委員会。全俄电气化計劃規定建設一系列的發电站，包括水力發电站。在各次五年計劃時期，苏联事实上也在河上建立了許多水力發电站，開鑿了好些运河，建築了攔河壩和水庫，以供应工業用水，实行排水和灌溉。我們只要列举德聶伯河上歐洲最大的水力發电站，斯維尔河上的水力發电站，以及外高加索，高加索北部、中央亞細亞、卡累利亞以及慕曼斯克省等地所建立的數十个水力發电站便足以說明了。

在同一時期，苏联也建立了白海波罗的海之間的斯大林运河和莫斯科运河，在乾燥地區建造了一系列的灌溉系統。目前則正在草拟中亞細亞水力發电的計劃，正在計劃如何利用西伯利亞河流的水力資源等等。

§ 188. 河流網的密度

水流在地表的分佈在很大的程度上決定了景观的性質。这首先是由於地表为水流分割以後要造成一定的地形和一定的逕流，使土中水和小气候有一定的分佈，从而便影响土壤和植物的分佈。如果我們打開苏联歐洲部分的大比例尺地圖，便可以看到北部和西北部區域的河流網密度相当大，水流縱橫密佈於整个地表。在南部和东南部區域則只看見大河的河谷。分水地帶全然沒有水流，只有在春天或大雨時節在冲溝和山澗(балка)才有暫時的小溪出現；这時卽使有稍大的水流，也迅卽歸於消失。

对於地表河流網分佈有巨大影响的因素首先要推气候。降水量和降水条件以及气溫是影响水文網密度的主要气候因素。

除气候外，岩石的性質和土中水接近地表的程度对河流網密度也有影响。在相同的气候条件下，不透水岩層上面的河流網密度比透水岩層上的要大些。例如列寧格勒省在奥尼加湖以南的地方，近地表有破裂的石灰岩層。雨水降到地表便为石灰岩所吸收，因而地表的水流非常之少，而在其周圍的區域却密佈着河流網。其次，如果土中水接近地表，这便有支持地表水平面的作用。冲積平原的表層冲積土虽然疏鬆而多沙質，但河流網的密度却很大；这便是因为土中水离地面很近，从而支持了地表的水流。

地形对於地表水的分佈也有影响。有時其他条件一样，但山嶺地區的河流網密度却比平原要大些。这是由於水汽常在山坡凝結，使山地的降水量要多些。由於地下水的出口很多，山坡便使泉水小溪得以長流。

森林植物無疑地对於河流網密度也有影响。森林裏的雪比露天地區的雪不但融化得慢些，

而且也遲些。此外,这裏的土壤凍結得較少,因此大部分的水分得以滲透到地下,只有小部分形成表流。同時,由於有樹冠遮蓋,地上水分的蒸發也比空曠地區为少。在草原,森林草原,甚至森林地帶,一旦森林消滅,河流便要变淺或乾涸。

研究河流網發展的階段不但具有科学上的意义,而且对於实踐也有很大的意义。於是,在繪製地圖和測量時必須选擇和概括出一个相对的河流網密度,因为在轉換到小比例尺(小於1:500,000)地圖時絕对密度是不能表現出來的,而且要把一个地區所有縱橫交錯的小河流都表示出來也是不可能的。这就必須先按照大比例尺地圖把一个地區各个區域的河流網密度先計算出來。这可依下列方法進行:

1) 先計算該河流流域的面積(以方公里計),再計算該河系所有河流的長度(以公里計)。然後把流域面積去除河流總長度,乃得出河流網密度係數。例如莫斯科河流域的面積佔 17,530 方公里,而該河及其支流共長 5,080 公里。於是河流網密度等於 5,080:17,530,卽河流網密度係數等於 0.29①。

2) 先把所要研究的面積劃为許多方格。然後計算一个方格的面積和方格內所有河流的長度。以面積除河流長度,乃得出河流網密度係數。

3) 把所要研究的面積按經緯度網劃成許多梯形。梯形的大小通常取經度 2 分,取緯度 1 分。然後把梯形的面積和河流的長度量出來,再求河流網密度係數。

繪製小比例尺地圖時必須把河流網密度係數考慮進去,而在选擇河流,概括河系時,必須保存河流網的相对密度。

§ 189. 河系

地下水或地表水流所給养的河流从來不至於形成独流。每一条河的河源通常總是由一些不大的溪流所組成;在沿地表流動時,它一路要容納許多支流,因而河流逐漸增大。而注入主流的支流其本身也有其支流。这些主流、支流以及支流的支流合起來組成河系。每一河系中的河流可分为'主流'和支流。不过'主流'这一概念並不是絕对的。例如通常認为喀馬河是伏尔加河的支流,但喀馬河在匯流以前一段的水流却比伏尔加河为大;同样,一般認为安加拉河是葉尼塞河的支流,但它在匯流以前却較葉尼塞河为大。因此,我們不容易根据某种量的指标來判断主流;倒不如把主流和支流看作从歷史上產生的概念还好些。注入裏海的伏尔加河組成了一个廣大的河系,其中伏尔加河是主流,匯入伏尔加河的奥喀河、喀馬河以及其他河流則为伏尔加河的第一級支流,而第二級支流則为流入奥喀河的莫斯科河和克略齐馬(Клязьма)河以及一切流入第一級支流的支流。我們还可以把流入第二級支流莫斯科河的雅烏茲(Яуз)河当作第三級支流,其他由此類推。

如果一个河系的水注入海中或注入不排水湖,則称为独立河系;如果是注入排水湖或流入另一河流,則为附屬河系。这个區分对於測繪和製圖是具有意义的。

① 校註:此处可加單位:公里/方公里。

河流發源的地方称为河源，而另端流入海、湖或另一河流的地方則叫做河口。

有好些主流在兩条大河匯合以後才定名。在量度主流的長度時我們把其中之一当作主流的河源。例如北德維納河係由苏霍那(Сухона)河和尤格(Юг)河匯合而成，鄂畢河則是由畢亞(Бия)河和卡圖尼(Катунь)河匯合而成。

§ 190. 河流的流域

如上所述，一个河系係由許多不同的河流組成，而各条河流又从不同的地域獲得水流的給养。所有这些地域的面積称为該河系的流域。如河系分枝越多，則流域面積越大。例如伏尔加河的流域面積便達 1,459,000 方公里(圖 110)。



圖 110. 伏尔加河流域。

通常每一条河流只屬於一个流域。但是有時一条河分为二枝，因而有一部分的水流到另一流域去了。这种現象叫做河流的分枝(分叉)。例如奧利諾科河卽分为兩枝：一枝是喀西圭阿尔河，这条河流入內革罗河①；另一枝卽奧利諾科河本身，該河流入大西洋。又如流入北德維納河的皮涅加(Пинега)河在漲水時期和注入白海的庫洛依(Кулой)河合而为一。於是皮涅加河一年中總有一个時期把水送到兩条河去：一是北德維納河，一是經过庫洛依河直入白海(圖 111)。

① 譯註：係亞馬孫河的一条支流。

地球上主要河流及其流域面積

河流名称	流域面積（千方公里）	長度（公里）
亞馬孫河	7,050	5,180
剛果河	3,700	4,640
密士失必-密苏里河	3,275	6,970
鄂畢河	3,049	5,345
拉巴拉他河(包括巴拉那河)	2,880	4,700
尼罗河	2,842	6,497
葉尼塞河(从托拉 [Тоха] 河源算起)	2,707	5,720
勒拿河	2,384	5,014
尼日尔河	2,092	4,160
黑龍江	2,055	4,394
長 江	1,775	5,200
湄公河	1,766	4,046
恆 河	1,730	3,000
伏尔加河	1,459	3,690
德聶伯河	503	2,285
頓 河	422	1,967

河流的分枝也可以按照另一种類型，卽从一个河源向不同的方向分流。例如在北烏瓦耳(Северные Увалы)地區从同一个湖或沼澤流出來的水却向兩个方向進行：一边形成了苏霍那河和尤格河的支流，通过該二河流入北德維納河，一边則成为翁查(Унжа)河的支流，通过翁查河流入伏尔加河。

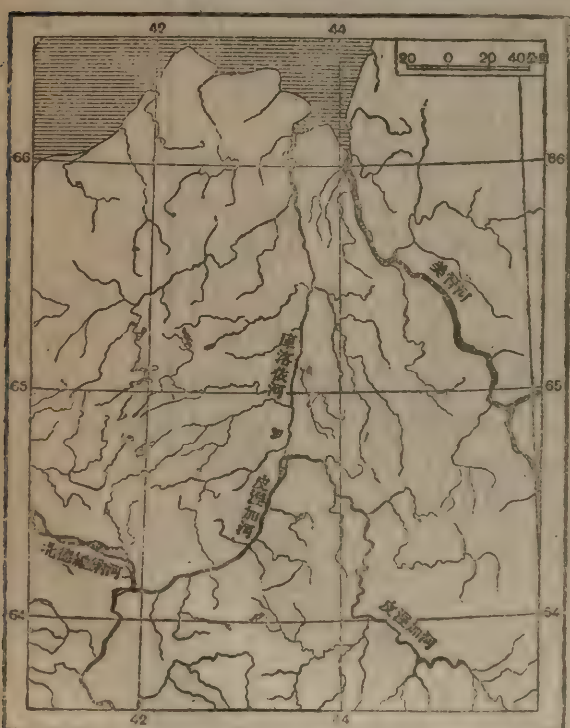


圖 111. 河流的'襲奪'：北德維納河襲奪皮涅加河。

不同河流流域之間的界線叫分水嶺。这或是一条線，或是一个區域。分水線不一定和当地最高的山脊或山脈脗合；二者之間並沒有關係。

分水嶺可以分为兩類：主分水嶺和旁分水嶺。前者是將兩个或多个河系分開的分水嶺，後者只是將支流分開的分水嶺。有時分水嶺上有湖泊沼澤，从那兒有水流向相反的方向流出。此外，河流的流域和分水嶺並不是一成不变的。一条河流可能擴大其流域，因而使其他河流的流域縮小。

大多數的河流注入海洋，但是苏联南部有些地方的水流並不入海，这叫做閉流

盆地[①]或闭流區，如鹹海裏海盆地，巴尔喀什盆地即是。这些地區的河流或流入內海或內湖，或流失於沙漠之中。在澳洲的中部或非洲的北部也有这样的閉流區。閉流區佔所有陸地的面積達22%。

§ 191. 河槽裏水的运動

所謂河水在河槽裏的运動，即指河水从河源到河口的流動。河流的流動係由於河谷底部的傾斜所引起，而傾斜的程度又決定於河流的比降或河流的坡度。河流的比降是河源与河口水面高度之差和整个河流長度的比例。但有時我們不需要確定整个河流的比降，而只須確定其一段的比降；此時我們便只要取該段首尾水面高度差來比該段之長。

河流坡度的公式如下：

$$J=\frac{H_1-H_2}{L},$$

其中 J 为坡度，H_1 为河源的水面高度，H_2 为河口水面的高度，而 L 为河流的長度。

讓我們來算一算伏尔加河上游的坡度。从伏尔加河河源到加里寧計長 448 公里，而河源和加里寧兩地水面高度差为 74.6 公尺，因此 $J=\frac{74.6}{448}=0.00017$。这就是說，伏尔加河在这一段之內每公里的平均坡度为 17 厘米。河流坡度最大的地方是上游，坡度最小的地方是下游。例如伏尔加河上游的坡度为每公里 17 厘米，而下游的坡度每公里僅 2 厘米。山地河流的坡度較大，每公里常超过 1 公尺。河流的流速和其水面的坡度成正比：坡度越大，流動的速度也越大。因此河流的流速从上游而下通常逐漸降低。河中的水在流動時要發生摩擦，一方面有外部的摩擦，一方面有內部的摩擦。外部的摩擦是指河水与河面空气以及河岸、河槽所生的摩擦，而內部的摩擦係由於水分子运動的速度和方向不同所引起。由於河流流動時發生摩擦，其在河槽中各部分的速度便不一致。运動速度最大的地方是离河岸和河底最远的水流部分。这就是說，如果河槽具有正規的槽形，那麼最大的速度便在河流的中部离水面不很深的地方；如果河槽的形态不規則，那麼流速最大处便是在水流最深的部分，不过不是在河面，而是在河面以下有 $\frac{1}{5}$ 深度的地方。

液体的运動可以分为兩种類型：**層流运動**和**紊流运動**。層流运動即均衡的和直線的运動，它的特徵是从河底和河槽壁到河流的中心速度逐漸增加。在自然界中这样的运動非常少見，地下水間或有之。河槽一有弯曲和不平，便要使水流產生渦旋运動，因而在河流中常常有複雜的紊流运動。此時水分子运動的速度和方向便各处不同。

河流的流量決定於單位時間（1秒）內通过过水断面的水量（立方公尺計）。其公式为：

$$Q=V\cdot W,$$

其中 W 为过水断面面積，即由水面、兩岸和河底圍成的面積；V 为流速；Q 为流量，即每秒流过过水断面的水量（立方公尺計），又称为秒公方。流量即表示河流的輸水量（водноcность），这是河流的能力和能量的最重要指标。

苏联有些大河流在漲水時期每秒流量达 60,000—120,000 立方公尺，也就是說每年流量 200

[①] 譯註：或譯內流盆地。

—400 立方公里。在某一較長時間通过某一过水斷面的水量称为河流的逕流(量)。逕流量可以一晝夜，一月，一季，一年，或甚至好些年來計算。

河流的逕流量和該流域降水量之比(以百分數表示)称为逕流係數。

如果我們以 H 表示某河流流域面積过去一年的降水量，A 表示同一時期流过的水量，則：

$$\alpha=\frac{A}{H}\cdot 100,$$

其中 α 为逕流係數。例如聶瓦河和尼罗河的逕流係數如下：

聶瓦河：$A=374$ 毫米	$H=532$ 毫米	$\alpha=70\%$
尼罗河：$A=35$ 毫米	$H=826$ 毫米	$\alpha=4\%$

因此，逕流係數可以作为气候的指标。气候越乾燥，則蒸發量越大，逕流量越小。逕流係數決定於气候，決定於周圍的自然地理条件，而且具有地帶性的分佈。例如北方的逕流係數很大，往南方則逐漸減小。

§ 192. 河流的情况

河流的情况是指河流狀况的变化，如水位、流速和流向、流量、溫度和水的化学組成等等的变化。換句話說，河流的情况決定於河流中流水在時間上变化的性質。一年中流量的变化主要決定於气候，地質構造以及河槽的形态和構成等。在熱帶地區河流的情况变化僅僅表現於河水的漲落，後者依大气降水而轉移。在寒帶地區除了河水的漲落而外还有气溫的变化，因为气溫变化要引起河流情况發生較大的变化。

河水的漲落可由不同的原因而發生。有時河流因傾盆大雨，因臨時决堤，因風將河水驅來等等原因(有時为偶然的原因)而使水漲高，这叫做洪水。河水还有一种較大的、有規律的上漲；这是指水流在某些一定的季節增大，或由於春天融雪，由於季節性降雨，或由於山嶺中冰川融化等。这样的上漲称为漲水。在苏联，春天的漲水是由於春天融雪迅速，此時河水氾濫，河水溢出河槽，淹沒兩岸低地，使河面大大地变寬了。例如葉尼塞河的下游氾濫時河面達 80 公里的寬度。伏尔加河在中游氾濫達 20—30 公里，下游達 50 公里。在北部永久凍結地區，春天的漲水和夏天的洪水特別厲害。这是由於在春天和夏天，地表一切的水都从河中流走，因为永久凍結使水分不可能滲透到地下，而蒸發又非常微弱。此時这些地區的逕流係數幾達 100%。

苏联的河流夏天的逕流不大，河流的水位降低(平水)，所以夏天的時期称为平水時期。平水時期的水位和春天的水位相差非常之大，这一點在測繪工作中必須記住，因为很小的河流到了春天可以变为强大的水流。

到了秋天，苏联河流的水量由於雨量的積聚增大(洪水)，而到了冬天河流便行凍結。河流在冬季只有靠地下水來給养。此時河流的水位最低。河水在冬天是从表面冷起的，然後表層的水再和底層的水混和；因此，当周圍的空气已經冷却的時候，河裏的水还能保持較高的溫度。当所有河水的溫度接近 0° 時，河流便行凍結。河流的冰凍过程是这样的：最初在河水平靜的地方出現細薄的冰，称为岸冰，然後有針形的小冰塊沿河漂浮。小冰塊互相接觸，凍結後便成为較大的冰塊，到最後凍結为整塊的冰蓋。此外，河底也常常結冰，称为底冰。这种海綿狀的冰塊堆積

物如在河面漂浮，便称为浮冰。

永久凍結區河流的特色是河上有許多冰椎(наледи)。河水从河面開始凍結，因此下面的水好像是在冰管中流動一样。河水由於压力的關係每每鑿穿冰層，湧出河面，隨後便凍結成为巨大的冰覆盖。这些堆積的冰常常在夏天也不融化，因之使河流的情况也为之改变。因此，製圖時必須將大的冰椎列入圖例。

苏联歐洲部分的冰凍期各处不一，从东北的七个月到西南的兩个月。但中亞細亞南半部和外高加索的河流則終年不凍。

在西歐，河流的冰凍期自东而西逐漸縮短。維斯拉河一年約有兩个月結冰，但英國和法國的河流則終年不凍。

在湖區，河流水位的季節变化由於湖泊的影响而縮小了。湖泊是河流的天然調節器。在漲水時期，河水不但使河面加寬，而且河流所經过的湖泊也要分去一部分水量，使湖面也要加寬。

在平水時期，河流也仰賴湖泊的水來給养。如果湖泊大而从湖泊流出的河流小，这个事实尤为顯然。例如拉多加湖所含的水量較聶瓦河多出數倍，因此聶瓦河的水位在一年之中很少变化。同样的現象也見於下列各河流：斯維尔河、沃尔霍夫河、納尔瓦河(Нарва)，以及北美洲的聖罗凌斯河和尼亞加拉河等。

在苏联的南部有許多乾涸河。这些乾涸河要末到了夏天变为許多深河槽(плес)或湖泊，和地下水流以及小溪流合而为一；要末則完全乾涸。这种河流有些是季節性的乾涸，有些是季節性的充水，有些則是暫時性的充水(偶而充水)。例如中亞細亞的乾涸河槽幾年之中才充水一次；这便是一時性的充水。这些不同的河流必須區別開來。

有些河流具有複雜的情况。例如鄂畢河發源於山嶺；上游由於阿尔泰山融冰的關係，到了夏天便漲水，而中游和下游則在春天漲水，这是由於平原融雪的關係。黑龍江也是夏天漲水，因为七月到八月的季節雨使河水氾濫。至於熱帶的河流則氾濫於雨量最多的時節。

人为的建築物無論是堤壩也好，其他水力工程建築物也好，对於河流的情况有很大的影响。沿河岸採伐森林或在流域內伐林也要使河流情况發生頗大的变化。

§ 193. 河流的气候分類

河流的生命和發育主要決定於气候，因此最正確和最方便可行的河流分類是按气候來分類。最早確立气候分類的是俄罗斯大学者 A. И. 沃耶科夫(1842—1916)。他的分類法係以河流情况的特徵和給养來源为根据。後來其他学者对於他所創造的分類法曾加以補充。这个分類法把河流分为三大類型：靠雨水給养的河流，由冰雪給养的河流以及由雨水和冰雪混合給养的河流。这三大類型之中，每一類型又可分为若干類。

I. 靠雨水給养的河流 1)濕潤赤道气候河流。这類河流終年水流丰富，雨量最多的時期逕流最大。屬於这類的河流为：亞馬孫河、剛果河。2)冬季漲水的地中海型河流。这類河流其所以冬季漲水，是由於冬季的降水量最大。夏季降水很少，因而河水变淺，乃至乾涸。西班牙、意大利、希臘、克里木南部的河流以及阿塞拜疆的若干河流皆屬此類。3)夏季漲水的季風型河流；冬季逕

流最小。这類河流有長江、黃河、黑龍江等。4)全年水位变化不大的西歐型河流。因为全年降水量分配均匀，而雪覆盖变幻無常，所以全年水位变化不大。西歐的一些河流如泰晤士河、塞納河、罗亞尔河与些耳德河等皆屬之。

II. 由冰雪給养的河流　1)气候寒冷地區完全靠夏季融雪來給养的平原河流。苏联極北部的河流屬之。2)由於冰川在夏季融化而引起夏季漲水的高山地區河流。中亞細亞的河流屬之，其中有些幾乎沒有雨水的給养(土耳其斯坦型河流)，有些則有雨水的給养(阿尔卑斯河流)。

III. 混合給养的俄罗斯型河流　这些河流由於春季融雪而春季漲水。秋天則因雨量大而有洪水。俄罗斯平原、西西伯利亞、加拿大的河流屬之。

必須指出，上列的分類只着重一般的規律；自然界的河流情況当然远較複雜。首先，河流每每流經漫長的距离，要穿过許多不同气候，不同地形的地區。因此，有許多河流必然具有複雜的情况，而要把它們各各歸入一个確定的類型是有困难的。而且，上列分類中把一个重要的給养來源完全給漏掉了，那便是土中水。要知道，各种不同類型的水流情況都是在土中水的底子上形成的。

苏維埃学者 М. И. 耳沃維奇 (Львович) 創立了較新的、較完备的分類法。他不但考慮了河流的一切給养來源——土中水、雨水、雪融水和冰融水，而且把每个給养來源所佔的比重用數量指标表現出來。不但如此，他还考慮了逕流的季節分配，用數量指标把它表示出來。新的分類法的基礎大体上也和沃耶科夫的分類法一样，不过較为詳尽罢了。耳沃維奇用數量指标把河流分为 12 种類型，38 類。

他的分類标準是这样的：如果从某一个給养來源所得的逕流量佔某河全年總逕流量 50% 以上，那麼对於这条河來說該項給养來源便具有決定的意义，可以將这条河歸入該項給养來源的一類。但如果某条河有幾种不同的給养來源，而每种所占比重均少於 50%，則該条河屬於混合類型，我們便要在其中辨別一个佔优勢的來源。

例如在莫斯科河的全年總逕流量中，雪水來源佔 55%，雨水佔 14%，土中水佔 31%。結雅河每年雨水給养佔 69%，雪水佔 26%，土中水佔 5%。因此，我們把莫斯科河歸入雪水給养的類型，而把結雅河歸入雨水供应的類型。此外，又可以把一切河流按照另一标準分为兩个範疇：

1) 具有綜合情况的河流。这些是指大河流；它們的流域包括多种不同的景观。这种河流各段的情况不同，隨其所經地域的性質而改变。

2) 初級河流(不大的河流)。这些河流的流域位於一个景观的範圍之内，因此河流情况很少变化。

§ 194. 水文測量

为了对於河流情况進行有系統的观測，苏联在一切通航的河流以及許多較小河流都設有專門的水文站和水位站。水位站沿河設立，每隔幾十公里便有一个，或为标尺式，或为樁式(圖 112, 113)。标尺式水位站是在河中竪一个垂直的标尺，上面刻有尺度(公尺和厘米)。我們把当地的基本水位当作零，然後依次在标尺上註明高度。当然，也可以把尺度刻在桥墩的石头上或其他河

畔大建築物的基石上。在岸上，我們在超过最高水位地方标出一个水準标石，並精確地確定該水準标石的拔海高度。标尺上的零點要和水準标石联繫起來。有些水位站並設有自記儀器，叫做**自記水位計**。



圖 112. 測水标尺。

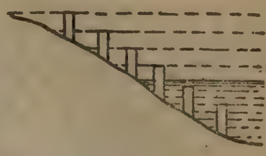


圖 113. 椿式水位站。

椿式水位站並不是在水中豎立一把标尺，而是在河岸垂直於河流流向的直線上將好些木椿或鉄椿打在地裏，上面露出一定的高度。最低的一根椿(也就是最靠近河心的那根椿)相当於最低水位的高度，最高的一根相当於最高水位的高度，而各椿高度之差定为 0.75—0.80 公尺。各根椿的高度可以根据水準标石來確定。这样，根据經常观測所得的資料，我們便可將一季或一年的水位变化作出圖表。

水位站除了观測水位之外，还可以用來观測波浪，河流的冰凍，冰覆盖的情况，以及河冰的解凍等等。此外，測度河流的深度也具有很大的意义，因为河底常常是不平的，而且富於沙洲淺灘和深槽，这对於航运有一定的影响。大的深度可以用手持測深錘來測量，五公尺以下的深度可用測深桿來測量。

水流的速度是用附有螺旋槳的流速計來測量的。螺旋槳係連接於計量器；速度越大，螺旋槳轉動得越快，也就是流速計轉動得越快。如果不需要很大的精度，也可以利用其他的漂浮物來測量速度，例如用漆得很鮮明的木板或裝了一些沙粒或水的瓶子之類。因为在沒有風的天气漂浮物的速度即水流的速度，所以看看漂浮物在一定時間內所走的距离便可以算出流速。流速通常以每秒公尺數來表示。

§ 195. 流水的活動

流水对於地表有巨大的影响。無論是暫時水流也好，溪流或河流也好，它們沿地表流動時必然冲刷岩石，把它們以溶解的狀态或懸浮狀态帶走，然後沉積於地勢較低的地方。由於河流的冲刷，整个山區过了幾千年也要夷为平地，海和湖泊要为沉積物所填充，漸漸地变淺而歸於消失。同時，水流在冲刷的过程中也在平原地區產生冲溝、凹地、深溝以及切割的丘陵地帶，然後过了一些時候又把它們填平。

流水的活動並不限於'彫塑'地表，造成各种地形。它同時也搬运对於植物有益的礦物質和溶解鹽類；而且流水在这方面的作用也很重要。任何物質在地表的移動基本上都是由流水來完成的。流水以懸浮狀态搬运物質，用膠体溶液或化学溶液的方式把这些懸浮物質沿水底滾動。水流所搬运的水量以及其所含的溶解鹽類決定土壤的含水情况，因而也決定植物的生命。流水在地表生命中作用之巨大由此可見。

科学家曾經研究河流的活動及其在地殼生命中的意义。俄罗斯学者 B. B. 道庫恰耶夫也在这方面建立了学說。他的鉅著'歐俄河谷的形成方式'於 1878 年出版，这就为河流的研究奠定了基礎。在道庫恰耶夫的著作出版以前，一般係用地質構造的原因來解釋河谷以及河流所造成的許多地形。

任何水流的活動決定於其動能。按照力学的定律，動能可以如下的公式表出：

$$P=\frac{mV^2}{2}.$$

这就是說，動能与水的質量及其速度的平方成正比。

水流的活動首先表現於冲刷地表，也就是侵蝕。水的質量及地面的坡度越大，水的速度便越大，因而河流的破坏活動也越厲害。流水的破坏活動是在地殼上形成一道道地槽形凹地(細谷、冲溝、河谷)，这便叫侵蝕。

每当大雨之後，便有許多雨水水流沿丘陵的斜坡流動。水流把細粒土从坡上帶下來，然後把它們沉積於山麓，形成一堆堆的疏鬆沉積物，叫做坡積層。水流在沿山坡流動時形成漫流。它把大粒的物質留在山項或山坡上，把細粒土沉積於低下的地方。

大雨之後的細小雨水水流匯合後便成为暫時水流；由於其質量增大，便具有大的動能。当它沿傾斜的地勢流動時，便要在地表挖成一条条的溝或細谷，造成所謂直線冲刷。在山坡的底下部分侵蝕活動最为强烈；山坡的上部由於水量較少，其能量也較小。細谷漸漸地向山坡上方加深，形成所謂向源侵蝕，或後退侵蝕。所以溝床是从水流的出口向河源形成的。如果溝口是在山麓，便是从山麓这一點向上侵蝕；这一點称为侵蝕基準面。水流的冲刷以这一點为最低限度，不会再低。水流的活動在冲溝的上游主要为侵蝕，在中部主要为搬运，而在侵蝕基準面的附近主要为沉積。侵蝕与搬运具有密切的關係，因为岩石碎片是破坏地表的主要因素，而这些碎片正是水流搬运的对象。

水流在沿溝谷流動時一面加深溝谷，一面把溝谷的斜坡擴大。这叫做下蝕和旁蝕。下蝕是冲刷冲溝的底部，使其越來越深，旁蝕則是冲刷冲溝的溝壁，破坏斜坡，同時水流把冲刷下來的物質帶走。水流把从上游冲刷帶來的物質沉積於山坡的下部，形成所謂冲積錐(圖 114)。侵蝕的强度决定於水的動能和河槽岩石的硬度：水的動能越大，則侵蝕越强；岩石越硬，則侵蝕得越慢。



圖 114. 冲積錐(傑米亞諾夫攝)。

暫時水流造成独特的地形：冲溝(овраги)和山澗。这些在草原帶和森林草原帶頗为常見，因为那兒夏天很少下雨，而且沒有完整的森林覆盖。山澗是不再在深度上發展的冲溝，坡岸傾斜平緩，上有浮土覆盖，而溝底則平坦。苏联歐洲部分的南边常把冲溝称作山澗。冲溝每每產生於山谷或低地的斜坡以及土壤乾燥的地方：最先以細谷出現，然後雨水和融雪水把它們加深，而由於有向源侵蝕日益深入分水嶺地區(圖 115)。这样，冲溝把巨大的可耕地面積佔去了。而且，它們

年復一年地擴展与分支，並同時增加其深度，这样把土中水的水位也降低了。所以苏联正在和冲溝進行鬥爭，在黑土地區的巨大面積進行造林以防止冲溝繼續發展，並橫过山坡進行耕种等等。这一切措施目前已經獲致了有效的成果。

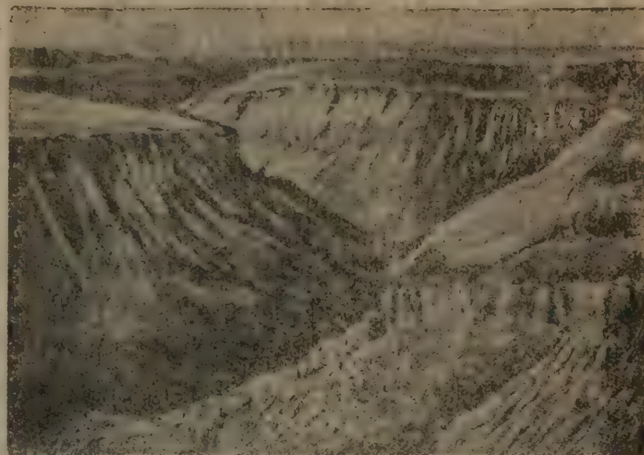


圖 115. 德義伯捷尔仁斯克附近的冲溝（Г.Д.里赫捷尔攝）。

山嶺中的暫時水流具有巨大的力量。大雨以後，山坡上的水流疾駛而下，挾帶着小碎石、岩塊、以及疏鬆的碎塊物質，好像把水流变成了泥岩流，常常在山麓堆成巨大的冲積錐。这种水流的沉積称为洪積物。

泥岩流或称泥石急流（сели）。这种急流在运動的途程中常招致巨大的破坏，並把山上帶下來的碎塊阻塞於山谷一帶。

§ 196. 河流的侵蝕活動

河流的侵蝕所服从的規律和暫時水流的侵蝕一样。它們的不同处在於，暫時水流的侵蝕只在短時期內起作用；过了这一段時期後便消失得乾乾淨淨。但河流却是一股經常的作用力，因而它們对於地表形成的影响远較暫時水流为大。河流的侵蝕活動决定於河床的坡度，河流所挾帶冲積泥沙的數量和顆粒的大小，以及河流的水量和流動的速度。地球上河流一般的侵蝕基準面是世界大洋的水平面。至於注入湖泊的河流，則以湖泊的水面为侵蝕基準面，而流入另一河流的支流則以主流的水面为侵蝕基準面。例如莫斯科河的侵蝕基準面是該河流入奥喀河处的奥喀河水面，而奥喀河的侵蝕基準面則是流入伏尔加河处的伏尔加河水面；最後，伏尔加河的侵蝕基準面則为裏海的水面。



圖 116. 基斯洛伏得斯克近郊奥耳霍夫卡河（Ольховка）上的瀑布。

侵蝕基準面也可能只是暫時的。如果山地的雪崩阻塞了河流，这个阻塞处便成为某一段河流的暫時侵蝕基準面，一直到河流清除了这个阻塞处为止。其次，河槽中如有堅硬岩石突出，也可以成为暫時的侵蝕基準面。

河床通常是不平的，这或是由於有不同硬度的岩石露头，或是由於有堅实的、不易冲刷的岩

石在河床形成階梯。傾斜較緩的階梯造成石灘或急流，陡峻的階梯形成瀑布。芬蘭和卡累利亞的地表係由堅硬結晶岩所組成，因而河水流过時便形成許多石灘和瀑布。例如松納河(Суна)上有坡尔石灘(Пор-Порог)瀑布和吉尔瓦斯(Гирвас)瀑布，高達 17 公尺。在山地中，如果河流从峭壁和山脊上流下來，瀑布的高度还要大。在高加索、帕米尔和阿尔泰都可以看到很美麗的瀑布(圖 116)。这些瀑布和急流如用來發电，眞是取之不尽的白煤。在苏联沿河的石灘和瀑布有許多業已建立水力發电站。

地球上最大的瀑布是三比西河上高達 120 公尺的維多利亞瀑布。其次是北美洲尼亞加拉河上的尼亞加拉瀑布。尼亞加拉河是連接伊利湖和安大略湖的一条河。伊利湖的位置高於安大略湖，因此尼亞加拉瀑布乃从 50 公尺高度的階梯上傾瀉而下。

§ 197. 河流的縱断面

河流从河源到河口的縱断面大多具有凹形曲線的形态，这叫做‘逕流曲線’。河谷的底部通常是不平的。但由於下蝕的作用，河底的階梯漸漸地下降了和修匀了，凹地为沉積物所塡滿，因而底部变平坦了，河流乃開始流得平靜些。最後河流便要到達一个地步，那時進入河床的岩石碎塊使沉積物和冲刷物二者間達到平衡，也就是使河流的搬运能力和載运能力二者間達到平衡。到这个時候下蝕便行中止，而河流只成为搬运的工具而已。当河流到了这种地步，我們說它已達到了平衡断面。平衡断面並不是沿着整条河流一齐形成的。它最初形成於河口，然後平衡断面溯流而上，向上游擴展。平衡断面是一条凹形的拋物線，其在河口的一端和水平面相切，而在河源的一端和鉛垂線相切(圖 117)。河流的平衡断面極不穩定，視河流的能量而經常起变化，而河流的能量又可以由於各种不同的原因而有变動。隨着時間的推移，上游冲刷的物質被搬到下游沉積。於是河流的逕流曲線日趨平緩，而河流的流動日趨緩慢。此時河流便不再往下切割了，我們說它已達到了最後断面。

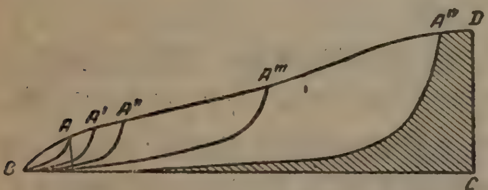


圖 117. 河流平衡断面順次形成的各階段：B—侵蝕基準面；BA, BA', BA'', BA''', BA^{IV}—平衡断面的各發展階段。

§ 198. 旁蝕

河流的旁蝕作用虽然也是逐漸由强变弱，但远較下蝕为緩慢。由於有不同硬度的岩石露头和不平的地势，河槽常常从河源一開始便有弯曲。河流的弯曲或河曲称为曲流。河水的動能越小，便越难克服沿途的阻碍。因此，平原河流的特徵是弯曲度較大，而山地的河流因流势湍急，較成直線；同理，多水的河流也較少水的河流为平直。

平原上平靜的河流可能由於偶然的原因(如河中有樹沉沒等)而產生不大的弯曲。水流被阻後乃轉而向一边衝擊，从而冲刷河岸。水流衝到一边後受到河岸的阻碍，又轉而衝向对面的河岸，並同時進行冲刷。这样久而久之，河流便呈弯曲。在这个过程中，凹入的河岸經常受到冲刷，而冲刷的物質則沉積於凸出的河岸，因为那兒的水流平靜。因此河流具有最大深度的地方——

深槽——係位於受冲刷的凹入河岸，而淺灘、淺水处則位於凸出的河岸。我們可把所有深槽联成一線，即由一深槽过淺灘到另一深槽的線，这条線称为**河流的深水線**(стрежень реки)。關於河流深度的資料通常只見於專門的航行地圖。

由於不斷的冲刷，河流的弯曲日甚一日，而曲流之間的土腰也日益变窄。最後，必然有一个時候一遇漲水，兩个曲流之間的土腰因为很窄，水流一衝即破，於是河道乃抄近路，取直而流(圖118)。这样河流又有了新的河床，而河流所抛棄的曲流便成为死水，初則尚可利用为水路，繼則变为鐮刀形的小湖泊或小沼澤，叫做牛軛湖或老河床。而河水因从此岸擺到彼岸，冲刷这边的河岸，擴大那边的河岸，这样使河谷日益加寬，形成寬闊而平坦的谷底(圖 119)。



圖 118.　河曲和牛軛湖形成的示意圖。

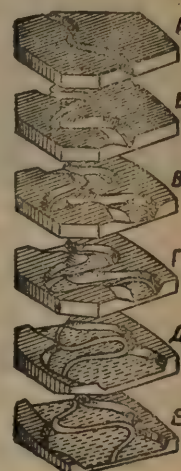


圖 119.　寬闊河谷的形成。

量度河流弯曲程度的方法是將某段河流的曲線長度去比連接該段首尾兩端的直線的長度。这个比率叫做**弯曲度係數**。按照河流弯曲度係數的大小，我們可以把河床分为三种：係數接近於 1 的称为直河床，係數大於 1 而小於 1.5 的称为弓形河床，而係數大於 1.5 的称为蜿蜒河床。

在編製地形圖時必須注意河流的弯曲度，而且要儘可能把河流輪廓詳細地保留下來。河流在作战行動中常常变成了陣線，此時每一个弯曲都具有很大的重要性。

§ 199.　河谷

沿地表流動的河流形成河谷。河谷是伸長了的，多數是弯曲的凹陷地形；它們的特徵是从一端向另一端傾斜，而且当兩个河谷相遇時，二者从不交叉，而匯成一个共同的河谷。河谷是河流所造成的地形要素，不过除了河流侵蝕过程以外，还有許多其他的因素参与河谷的形成：如風化，雨水对斜坡的冲刷，土壤的坍塌等。这些都是剝蝕作用的因素。所有这一切过程加上当地的地質構造和气候条件便決定了河谷的形态。地表上河谷的形态以下列各种分佈最廣：


圖 120.　波薩芬河峽谷(峽谷的上層階地有很深的割切)(H.德罗貝舍娃[Дробышева]攝)。

隘谷　这是幾乎純粹由河流下蝕作用所產生的谷地，其兩岸

斜坡陡直，通常由堅实的岩石所構成。这样的河谷底部处处都为河槽所佔。隘谷是高山地區的特徵，如高加索、阿尔卑斯等即是。

峽谷 这是割切得很深的狹窄谷地，兩岸为階狀陡坡，谷底全部为河槽。在气候乾燥的地區，这類河谷最为常見。由於缺乏雨水和沒有冲刷，也由於若干岩石的特性，这類峽谷的陡直斜坡可以保持得很久。例如在達吉斯坦、亞美尼亞、克里木等地所見的河谷都屬峽谷（圖120）。最深的峽谷是深達 1,800 公尺的美國科罗拉多河峽谷。

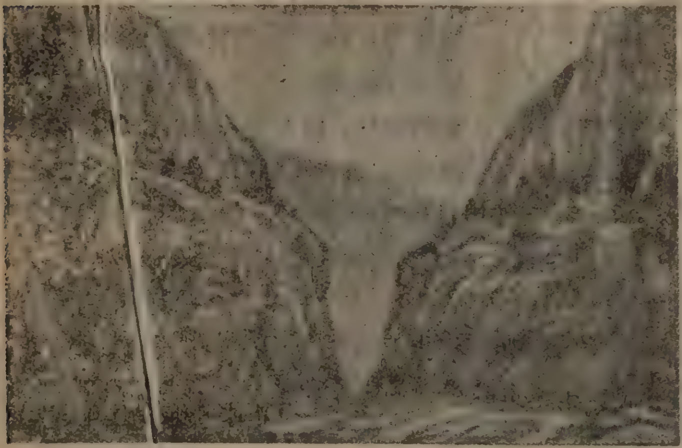


圖 121. V-形河谷。

V-形河谷 在雨量很多的地區，由於雨水从河谷斜坡上流下來，經常冲刷坡，河谷乃呈V字的形态。这种河谷的谷底也全部是河面（圖121），但兩岸斜坡傾斜度較平緩，河谷上部兩岸相隔远較下部为远。

河漫灘河谷 由於河水經常冲刷河岸，河流乃漸漸造成寬闊的階梯，叫做河漫灘。此時河流並不佔据谷底的全部，而只佔其一部分，河谷中除了河漫灘外，还可以形成階地。後兩類在平原地區分佈很廣。



圖 122. 河漫灘河谷。

这四類河谷說明河流發育的各不同階段；例如幼年期的河流具有尙未成熟的V-形，壯年期河流具有河漫灘河谷。此外，每一階段可以拖一个很長的時期才發育到次一階段。例如在乾燥气候的情形下，峽谷可以長期地存在。而同一条河流中某些地段的河谷可以呈未成熟的V-形，另一些地段可以是廣闊的河漫灘河谷（圖122），一切視河流的年齡和下墊岩石的性質而定。

§ 200. 河槽和河漫灘

在平水時期仍有逕流的那部分河谷叫做河槽。流動的河水中每每含有河流所挾帶的礦物質微粒。流水的破坏活動和这些物質的搬运有密切關係，因为下蝕和旁蝕要藉助物質碎片、砂、礫

等才能実現。由於河水不断地冲刷和不断地搬运，乃漸漸產生河槽。再由河槽在經常地加深和变寬，於是形成河谷，而河槽只佔去其中一小部分。

由於洪水和漲水的關係，一年中河水水流所佔河谷的部分各个時期不同，有時較多，有時較少；河漫灘即漲水時期为水所淹沒的河谷部分。河漫灘上常有草原或森林覆盖。平原的河流大多有河漫灘；山地的河流則沒有，这是因为山地河流的下蝕作用較旁蝕作用为甚。

按照河漫灘地形的性質，可以把它分为三个部分（根据 B. P. 威廉士）。

河漫灘近河槽的、高出的部分通常係由砂礫沉積所組成。近河岸处由於有冲積物質的沉積，常常有一列或多列近河槽的堤垣沿河道延伸。

河漫灘的中央部分較为平坦和低下，常常已經沼澤化，並有草原覆盖。这兒並且有許多牛軛湖。

近階地的河漫灘或位於階地本身，或位於原岩河岸。这部分通常最低，常常成为地下水的出口（圖 123），因此常常沼澤化了。

河漫灘地形之所以如此，是由於沉積於河漫灘各部分的冲積物在數量上不同：離河槽越远的地方沉積得越少。河谷的边緣通常为明顯的、一層層向分水嶺上升的階梯。这叫做谷岸或河谷的原岩河岸。河谷的整个底部係由河流沉積所組成，或叫做冲積層，而原岩河岸則由当地一帶的岩石所組成。

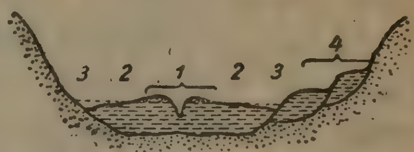


圖 123. 河漫灘的構成：
1—近河槽河漫灘； 2—中部河漫灘；
3—近階地河漫灘； 4—階地。

对於山地的河流來說，河谷和河槽是一个东西；这裏河槽的兩边即原岩河岸。河流冲刷和破坏兩岸，把底部填平，河水裏也挾帶着冲刷的物質。从上游冲刷而下的岩石加重了河水的流势，於是河水把其中所挾帶的物質沉積於河底和河岸。

§ 201. 河成階地

河流的生命可以說要經过三个發育時期。第一是幼年期；此時河谷还只略具雛型，底部不平，水势湍急，下蝕和旁蝕很厲害。後來河流漸漸把底部修勻，水势漸趨緩慢，侵蝕作用变弱，以旁蝕为主，下蝕次之。此時河流把河谷加寬，河谷已經形成，河流遂進入壯年期。隨着時間的推移，河流把河谷更形加寬，把从上游冲刷而下的物質沉積於下游。但此時河流的力量已不足以冲刷下游的沉積物了。它流势緩慢，蜿蜒於本身所造成的冲積物之間，而且分为若干分流，有時甚至完全消失。此時河流已轉入老年期。由以上看來，河流对於地表地形的影响是削平表面。如果地殼固定，則到了最後河流便要將陸地表面变为準平原①。

但是地殼經常要發生升降运動的。於是当河源或河口（也就是侵蝕基準面）起变化時，河流的比降和動能也隨之起变化。

讓我們來看看下列的情形。假設由於河流所流入的湖或海降低了水平面，或者由於河流所經

① 準平原是起伏已經削平了的、不高的波濤形表面。

过的那一段陸地升起，以致侵蝕基準面相对地下降。这時河流的總比降变大了，侵蝕活動又趨活躍，河道乃重新切入陸地的表面，形成了新的断面。由於向源侵蝕，河道一步步往上游下切。这样一来，由於陸地的升降运動，河流復進入新的時期，可能从老年期漸趨消失的河流復轉为水流湍急的青年河，在地表造成新的地形。河流切入河槽，因而把河槽加深。於是从前在滿水時期可以淹沒的河漫灘現在变成了高出河面的階梯，即使河水有很大的氾濫也淹沒不了，而河流在較低的水面復形成新的河漫灘。如果侵蝕基準面一次又一次地降低，那麼河流便不断地下切，造成許多一級級的階梯，其中每一級階梯都是河谷底部或河漫灘的遺跡。这种沿河道延伸的台面或階梯叫做**階地**。这样階地可能成为侵蝕基準面变動的証明①。在这个情形之下最低一級的階地便是最年青的階地（圖 124）。

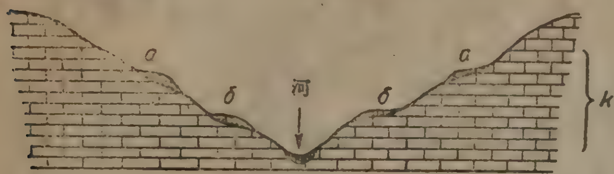


圖 124. 河成階地：
аб—階地；　к—原岩河岸。

这样一来，河谷不但包括河槽和河漫灘，而且也包括河漫灘上的階地。階地是从下而上來計數的：如第一級河漫灘上階地，第二級河漫灘上階地等等；有時也可把河漫灘当作下層的河漫灘階地。在現代所見的地形中，河成階地通常已經是冲刷了的階梯，上面有河流冲積的覆盖，而且只在个別的河段才可見到。階地的寬度不等，通常由幾公尺以至數十公里。例如德聶伯河便有寬達 60 公里的階地。

如果侵蝕基準面升高了，河流的坡度便要減小，这要使河流流得較慢，動能減少。河流便無力搬运其所冲刷的物質，而只有把它們沿途沉積，这样冲積物便要把河漫灘埋掉，甚至連階地也要埋掉。於是河水開始在寬闊的、为冲積物所覆盖的河谷中流動。当然，侵蝕基準面升高以後，其影响不会向上游傳得很远。由上所述，可知侵蝕基準面如果升高，便使河流的侵蝕活動迅予消逝，而侵蝕基準面如果降低，便使其重新復活。

河流不但破坏地表，而且把破坏的物質搬运，把从上游所冲刷的岩石挾帶而下。較大的岩石碎塊沿河底滾動，細粒的則成懸浮狀态或溶解狀态搬运。一切由水所搬运的礦物質組成所謂固体逕流。如果水的動能越大，如果河槽的岩石越鬆疏，則固体逕流越大。例如高加索河流係沿花崗岩細谷流動；因此，虽然水中也挾帶岩石碎塊，但河水較为清澈。但沿着黏土質頁岩或砂岩流動的河流則因挾有懸浮物質，河水便形混濁。阿姆河和錫尔河所挾帶的懸浮物質尤其多，这样把大量的沉積物一直帶到其所注入的鹹海，因而把海底也塡高了。在漲水時期，平原的河流也搬运大量的物質，因为此時水流的動能很巨大。如果河流所挾帶的是緻密結晶岩的碎塊或巨礫，則所產生的破坏和冲刷更为厲害。

§ 202. 河流的沉積

逕流一旦由於某种原因慢下來的時候，河流的侵蝕作用便行中止，幾乎沒有冲刷，而代之以

① 河流的冲積階地也可能由其他方式形成。

沉積或堆積作用。河水的流勢自河源到河口逐漸慢下來，因而河流的堆積作用也漸漸甚於侵蝕作用。在河流的下游，因为比降微不足道，河流的搬运活動幾乎完全沒有，而只有沉積的活動。不过堆積作用也可以在河流的上游或中游發生。例如当漲水時期，河流氾濫，淹沒了河漫灘，而因为河漫灘上的水勢較河床为緩慢，於是河漫灘之上乃覆上了一層沉積物或冲積物。当河床突然变寬或河道有弯曲時，水流也要慢下來，因此也要形成冲積層和沙洲、淺灘和島嶼，而在岸边則形成岸灘。当侵蝕基準面升高的時候，河流也要有大量的沉積，不論侵蝕基準面是暫時升高或永远升高。此時河流沿着有水流的地方把冲積物沉積於河床的底部，因而把它填平了和修匀了，有時甚至連整个底部也給墊高了。此時河流只賴近河槽的堤垣把它約束着，而河流又常常把它們冲毀，以致引起氾濫①。在河流的下游，往往因为沉積过多，以致河水不能暢流。於是河流不得不漫游於其本身所帶來的冲積層之間，而由於無力在厚的冲積層之中衝出一条河道，有時乃發展許多分流。例如伏尔加河到了下游發展了一系列的分流，其中主要的为阿赫圖巴河(Ахтуба)。平原的河流到了下游常常漫游不定：中國的黃河便是一个顯著的例子。它的河水流動於天然造成的兩岸堤圍之間②，使河道屢次改变；每次改道時要冲毀堤圍，淹沒廣大的面積。



圖 125.　伏尔加河三角洲。

河流把大量懸浮物質帶到河口，这些物質沉澱後便形成冲積層。冲積層往往呈圓錐体的形狀，亦卽三角形；因此河口的沉積地帶叫做三角洲(圖 125)。三角洲因为分流很多，往往被切为許多島嶼。例如列寧格勒便是位於聶瓦河廣大的三角洲上，勒拿河、伏尔加河、烏拉尔河、庫班河等都拥有較大的三角洲。三角洲有時增長得非常快。例如切烈克河③的三角洲每年向海中增長 90—100 公尺之多。

§ 203. 在地形圖上表現河流網

在繪製地形圖時河流具有很大的意义。繪製一切小比例尺地圖都是从水文網開始繪起的，因为水文網是繪製地圖上其他要素的基礎。因此，如果不明白水文網的性質或是理解錯誤，則在

① 例如里翁河(р.Рион)把从山上挾帶的碎片物質沉積於下游。因此里翁河河床竟較它周圍的科耳希達低地(Колхидская низменность)为高。

② 譯註：因为黄河从上游挾帶了大量的黄土，到了下游平緩地帶，黄土沉積，河床逐漸抬高，成为'地上河'。

③ 譯註：Терек，在高加索之北，流入裏海。

繪製其他地圖要素時也要發生錯誤。为了避免錯誤起見，必須先理解水文網的性質以及水文網对其他景观要素的關係和影响，也就是对於地形、土壤、植物等的關係和影响。

要把河源在地形圖上精確地表現出來有時很不容易。平原地區發源於沼澤或泉水的河流往往只是些溪流，在夏天乾燥的時節分为許許多多的深河槽，其中或有支流相互联繫，或者彼此竟毫無联繫。因此在平坦的沼澤化地帶河流的發源點往往具有假想的性質。这就是說，河源在多雨的夏季和在乾燥的夏季不同。如果夏季多雨，我們可以在圖上把河源画在离河口較远的地方，而且要提上去很多。卽就較大的河流而言，如伏尔加河和德聶伯河，画出河源也含有假想的因素。例如通常把上游伏尔吉諾村（Волгино Верховое）附近泥濘灰沼澤中一条小溪的源流算作伏尔加河的河源，而把自阿克謝寧苔地（Аксенинский мох）流出的小溪当作德聶伯河的河源。

所有大河的河源在地形圖上都必須表現出來，只有在地圖上不标出河名的小支流和小河才是例外。在表現这些小支流和小河時，不妨把它們的上游縮短，除非上游位有水利工程、方向标或位有作为該河河源的冰川。一切从湖泊或冰川發源的河流都必須在圖上繪出來，卽使画河源時沒有按照比例也無妨。在这些情形下冰川或湖泊不免在圖上誇大了一些。在把地圖的比例縮小時，必須把河流的上游縮短，首先是把小河的上游縮短，以便把分水嶺明白地表現出來。如果兩条河共一个河源，則在地圖上必須标出这兩条河的流向。至於河流的水位，則一年四季都有变動。在地形圖上河流的水位应当按照夏季的平水位标出[①]，因为这个水位在整个夏季算是穩定的，只在洪水時期才有变動。为了避免錯誤起見，在标註河流水位時应当掌握水位标（отметка урезов воды），首先是水位站的水位标，然後根据各水位站的資料把所有的水位标化为平均平水時期水位。

苏联北部區域河流特徵是沿河有許多冰椎。冰椎有時整个夏季也不融化，卽所謂消夏的冰椎（летующие наледи）。这样的冰椎往往使河床的特性和河流的沉積有所改变。因此，在地圖的圖例中必須列入冰椎一項。

在圖上繪出河流的輪廓時，必須注意河流的弯曲度；同時，把河流在地圖上概括化，其原則和概括海岸和湖泊是一样的。

流經沼澤並消失於其中的河流在地圖上係以虛線來表示；对於乾涸河流也同样处理。

至於暫時充水的河流，如苏联乾燥區域的河流，則其表現方法和乾涸河床一样。而喀斯特地區的消失河流（исчезающие реки）則要用特別的符号來表示。河流底部的性質決定河流的通航程度。所以在地形圖上应当把瀑布和石灘表現出來，不过只須注意最大的，在經济上最重要的，阻碍通航和通筏的，以及在地理特徵上为大家所知道的。

通常遇有便於过渡的地方才在地圖上註明河流的深度，同時也註明河底的性質。至於流速，則要在河流坡度改变的地方以及便於过渡的地方标明。流速係以每秒公尺數來表示。河流的水位标記要尽可能在各处註明。

除了表現河槽以外，在地圖上还应当小心正確地把整个河谷表現出來。河谷係包括河槽、河

---

① 校註：指苏联的情况。

漫灘和階地，而以原岩河岸为範圍。河岸有的低下，有的傾斜平緩，有的較为陡峭，有的則很險峻。把河岸的性質正確地表現出來是具有很大的意义的。河流的沉積也必須在地形圖上表示出來，因为这些沉積即表示当地的地質構造。

較大河流的河漫灘通常具有複雜的地形，其寬度也很大。例如伏尔加河下游的河漫灘寬達40公里。近河床河漫灘的絕对高度或絕对高程最大，这一部分河漫灘的沉積物是河流在漲水時期所沉積的。这裏並形成許多近河床的堤圍；这在河流的下游尤其多，通常位於沿水流和牛軛湖一帶。在地形圖上要表現这些近河床高地必須运用半距等高線（горизонтали дополнительного сечения）。

河漫灘的中央部分較为平坦，但老河床和湖泊很多。这些湖泊通常使河漫灘具有通航的可能，因此在地形圖上应当把河漫灘的充水情況精確地表現出來。近階地河漫灘是沿階地階梯或沿原岩河岸延伸的低下部分，通常由於有泉水从階梯的坡脚流出而已沼澤化。这一部分河漫灘的絕对高程最小。河漫灘上往往也分佈有冲積錐。这些冲積錐是由流入河流的冲溝所冲積的；它們使河漫灘的地形变得更加複雜了（圖 126）。河谷最重要的要素是階地。它們說明河流的成長和活動，因此在繪製地圖時应把它們精確地表現出來。階地之上往往位有村鎮。如要在地形圖上表示階地，势必利用補助等高線，並利用圖例把谷緣地、階梯、台面，以及階地的後緣①小心地表現出來。

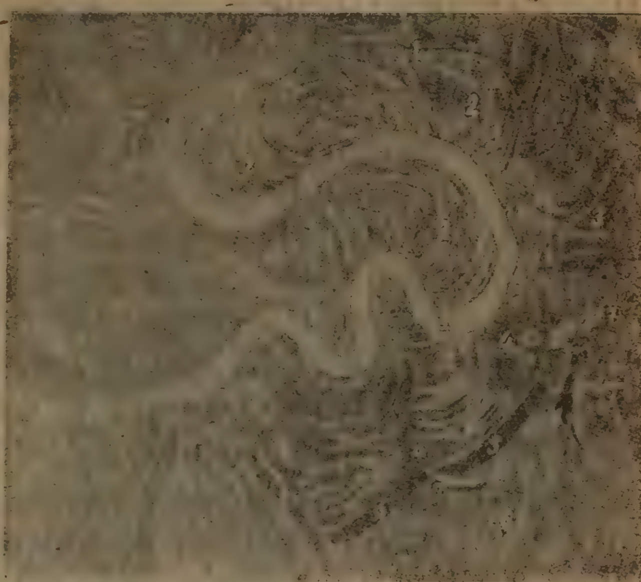


圖 126. 河漫灘地形的航空照片，比例：1:60,000：1—河床；2—近河床堤圍；3—牛軛湖或老河床；4—近階地河漫灘上的冲積錐；5—階地階梯；6—階地；7—冲溝。

湖 泊

苏联的湖泊很多。它的南部位有世界最大的湖泊裏海，东部則有最深的湖，即貝加尔湖。在苏联西北部和北部的若干地區，湖泊是佔主導地位的景观要素。許多湖泊是交通孔道，並提供宝貴的礦產資源，如鹽、鉄和泥炭等。因此，研究湖泊在苏联具有巨大的意义。有一門專門研究湖泊的科学，名叫湖泊学，或湖沼学。

还在十八世紀，俄國便已有人開始研究湖泊了。当時主要是把湖泊作为交通孔道來研究的，

① 譯註：階地的後緣是指階地接鄰原岩河岸的坡脚部分。

到後来才開始从工業價値的观點来研究它們。俄罗斯湖沼学的奠基人是卓越的地理学家 Л. Н. 阿努欽。它的專門論文'伏尔加上游湖泊和西德維納河上游'成为对湖泊作進一步綜合地理研究的基礎。隨後，阿努欽的繼承者地理学家 Л. С. 貝尔格院士等在湖沼学方面撰述了一系列的著作。他們不是把湖泊当作特殊的景观来研究，而是把湖泊当作与周圍环境有密切联繫的景观之一部分。这个原理是目前苏維埃湖沼学的基礎。自从 1917 年以後，湖沼学更有了蓬勃的發展。現在苏联已設有專門的水文学机構，在全面地研究苏联的湖泊。

湖泊是充了水的大陸凹地，它和海洋並不以海峡来連接。湖泊的大小非常不一致，小的止於幾十方公尺，大的達幾万方公里。大型的湖泊如裏海和鹹海由於它們之大，竟已叫做海了。

按照排水的特點，我們可以把湖泊分为流水湖、排水湖、地下排水湖 (скрытосточные озера)、暫時排水湖和不排水湖。茲分述如下:

流水湖　这一類的湖不但有大河流注入其中，而且也有河流自其中流出。因此，湖水在經常大量地更換。大的湖泊常常屬於这一類，如苏联的拉多加湖、奧尼加湖、貝加尔湖等卽是。

排水湖　注入其中的河流不大，但从其中流出的水却形成大河，如亞美尼亞的塞凡湖 (оз Севан)卽是。塞凡湖本身所含水量大大地超过了流經該湖的水量。

地下排水湖　这一類的湖泊只有从地下排水。喀斯特區湖泊多屬此類。

暫時排水湖　僅僅当湖泊水位很高時才排水。一旦湖泊的水位降低，排水卽行中止。

不排水湖　这种湖沒有逕流，如沙漠或半沙漠的湖泊卽是。苔原帶也有很多不排水湖。

不过在湖泊的生命过程中，湖泊排水的性質常常發生改变：如不排水湖变为流水湖，地下排水湖变为从地面排水之類。当这方面有变化時，湖泊的情况以及湖水的化学和物理特性都要隨之变化。例如一个不排水的鹹水湖当它能够排水時，便要逐漸变淡。至於排水性質何以發生变化，其原因不一而足，如由於湖泊水位的改变，由於水文網的發育等皆是。

§ 204. 湖盆的成因

湖泊盆地的成因非常之多样。湖盆可能是任何一种負地形；一切內力和外力都可能参与其形成过程。

按照湖盆的成因，可以把它們分为兩大類:

第一類为內力湖盆，卽由內力活動所造成的湖盆。

第二類为外力湖盆，卽由外力活動所造成的湖盆。

第一類之中又可以分为構造湖盆和火山湖盆二种。

構造湖盆是由於地殼运動致使一地區下沉所形成的盆地。下沉可以呈拗曲的形狀，或为凹下的褶皺或向斜，也可以是地表沿地殼裂隙下沉成为斷層的形狀，卽所謂地塹。地球表面最大的構造湖是貝加尔湖、拉多加湖、奧尼加湖、死海，非洲的大湖泊如坦噶尼喀湖、尼亞薩湖等，以及美洲的苏必利尔湖、休倫湖、密歇根湖、伊利湖、安大略湖等。

由火山所產生的湖盆或者是死火山口，或者为熔岩流在地表冷却後所構成的窪地，或者为被熔岩流所阻塞的河谷。堪察加半島的湖泊和亞美尼亞高原上的湖泊皆屬此類。

由外力作用所產生的湖盆可以分为下列幾類：

由流水活動所造成的湖盆。

由冰的活動所造成的湖盆。

由於埋藏冰的融化所造成的湖盆，即熱喀斯特(термокарстовые)湖盆。

由風的活動所造成的湖盆，或者叫做風成湖盆。

由有机物的活動所造成的湖盆，或称有机生成(органогенные)湖盆。

漏斗狀隕石口。

由人類的活動所造成的湖盆。

混成湖盆。

流水活動所造成的湖盆其產生的方式非常多种多样。这一類的湖泊在地表分佈最多的要算河漫灘湖泊。河漫灘上的河流沉積物通常分佈得不均勻。在漲水時期，所有凹下部分都已充水，而当水退後凹地中的水幾乎可以保持到秋天，因而形成湖泊(圖 127)。其次，新形成不久的老河床通常也就是湖泊①。在苏联南部地區夏季乾涸的河流事实上即是一連串的湖泊，因为这裏只有河床最深的地段才充水，如庫馬河以及克里木的薩尔吉尔河等即是。此外，如果海岸的淺水海灣和海之間有一道砂嘴或砂堤隔開，也可形成湖泊；这叫做潟湖。如果有砂嘴把溺谷和海分開，也可形成湖泊；这样的湖泊在烏克蘭的黑海沿岸便可看到。在地表有喀斯特化岩石(карстующиеся породы)分佈的地區可以形成喀斯特湖盆。这样的湖盆一經充水，便成为所謂喀斯特湖。溶蝕漏斗一經充水也成为不大的湖泊。在山嶺地區，有時雪崩阻塞河流，形成湖泊。苏联帕米尔山脈和帕米尔-阿賴山脈由雪崩所形成的湖泊很多，如伊斯康傑尔庫尔湖(Искандер-Куль)，薩烈茲湖(Сарезкое)等即是。这些湖泊比較不能經久，因为河流漸漸地要把所形成的擱河壩冲掉的。

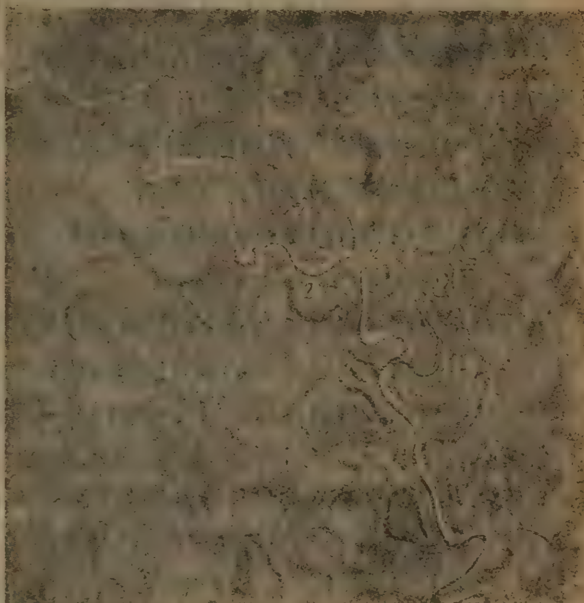


圖 127. 河漫灘湖泊的空中照片，比例：1:60,000：1—河槽；2—河漫灘湖泊。

冰川所產生的湖泊 現代和古代冰川所造成的地形都利於湖泊的形成。在山嶺的斜坡上和冰川所造成的凹地上都可以產生所謂冰成湖(каровые озера)。冰舌表面由於融化得不均勻，常常有許多小湖泊形成；深的冰川裂隙也是如此。有時冰川把河流擋住，造成湖泊。不过具有巨

① 譯註：即前文所称牛軛湖，見 § 198。

大地形形成作用的要推古冰川作用。古冰川作用曾遍及地球上廣大的地域。目前整个歐洲、亞洲和美洲大陸的北部以及世界上巨大的山嶺地區当時都有冰覆盖。在冰川作用的中央地區，冰川沿着結晶岩等組成的坚硬地表移動，把凹地加深和加寬，犂出槽溝；这些槽溝充水後便成为湖泊。在斯干的那維亞半島、加拿大和拉布拉多有很多由冰川所產生的湖泊。冰川作用的边緣地區則以冰川的建設性活動为主。冰川後退時將其所搬运的大量碎片物質遺留在边緣地區。这些碎片物質即所謂冰磧(見§229——譯者)；它們把边緣地區盖上一大厚層。而因为它們沉積得不均勻，遂造成割切的丘陵地形。丘陵地形中的凹地便形成冰磧湖。有時冰磧沉積物也阻塞河流，形成水池。歐洲的瓦尔戴高地區域、列寧格勒省和波罗的海沿岸等都有由冰磧所造成的湖區。

熱喀斯特所產生的湖盆 永久凍結區也有大量湖泊分佈。这裏之所以形成湖盆，主要是由於'埋藏'冰(地下冰)的融化和由於地表塌陷所致。

風成湖盆 这样的湖盆形成於風吹的地區。它們通常很小而不經久。沿海岸和大河流一帶的沙丘中常有这样的湖泊。

有机物所造成的湖盆 这是指泥炭沼的下陷部分和珊瑚礁所形成的瀉湖。

人類所造成的湖盆 这是指人为的水庫。人類为了控制自然，把河流連接起來，因而造成人为的蓄水池。苏維埃人民目前正在利用科学技術的最新成就來改造祖國的自然。在幾个五年計劃的过程中，他們建造了面積佔327方公里的莫斯科海和面積達4550方公里的雷賓海。这兩个海是世界上最大的人为工程。

此外，苏联还在中央亞細亞和其他地區建造了許多人工水庫，而且目前还繼續不断地在修建。

有很多湖盆其成因具有混合的性質。好些湖盆原來是構造凹地，但海、冰川和河流的活動把它們的外貌改变了。拉多加湖和奥尼加湖便是这一類的湖盆。如前所述，山地的雪崩阻塞河流也可形成湖泊，而雪崩可以由於各种各样的原因而發生。湖泊的成因可以从湖盆的形态和輪廓看出來。

从湖泊中水的來源來看，可以將它們分为兩个類型。第一个類型是海跡湖或殘留湖。这些原是屬於世界大洋的一部分，是不久以前从海面分出來的。第二种是从地面上產生的湖泊，也就是一切陸地上所有的湖泊。这些湖泊之所以有水流入，或是靠雨水給养，或靠地下水給养，而在山嶺地區和永久凍結區則靠冰融水來給养。通常海跡湖中的水已幾乎完全为地面上的水所替代了。裏海在某个時候曾有一海峽与亞速海連接，这个海峽即現在的庫馬-馬涅齐斯克窪地。所以裏海是一个海跡湖。同样，拉多加湖、奥尼加湖和伊尔曼湖都是海跡湖；它們曾和波罗的海連接。基尔定島(o. Кильдин)① 上有一个不大的莫吉耳湖(Могильное)；这个湖也是不久以前从海上分出來的。

§ 205. 湖泊中水的平衡

盆地如果要成为湖泊，進入盆地的水量決不能小於盆地中水的蒸發量。湖水是否能保持穩

① 譯註：在莫曼斯克东北。

定，要看許多原因而定。这其中具有重要意义的因素首先是气候条件——降水量和蒸發，其次是區域地理特徵，如地質構造、地形、土壤、植物以及土中水的情况。在不同的地理區和气候帶，水的收入和支出也必不同，这是非常顯然的。

湖泊中水的收入要靠大气降水、表面逕流和地下水。

湖泊中水的支出是靠蒸發，靠滲透到深处，靠表面逕流。湖水收入和支出的对比叫做湖水的平衡。平衡的要素隨湖泊之排水与否而異。例如就不排水湖而言，表面逕流便不是湖水支出的項目；而湖水的支出主要靠蒸發。

下表为裏海中水的平衡的多年平均值(根据 C. B. 卡列斯尼克)：

		%	立方公里
收入	大气降水	19	80
	表面逕流	79	329
	地下逕流	2	6
支出	蒸　發	100	415

不过应当指出，要在收入和支出中估計地下水这个要素是非常困难的，因此我們常常假想地把地下水的收入和支出數值都当作零。事实上，現代的研究結果告訴我們，地下水作为收入的要素無論对於河流或对於湖泊都具有巨大的意义。湖泊中水的平衡預先决定湖泊水位的高度和湖泊的未來發展。因此，对研究湖泊情况而言，湖水的平衡是了解湖泊發展过程的關鍵。

湖泊的水位時有改变　如湖水的收入大於支出，則湖泊的水位升高，湖水的面積增大。湖泊的水位在一年四季要变動好幾次，其变化的情况隨气候帶的不同而異。湖泊水位除了季節变動以外还有長期变動。長期变動或指整个地質時期的变化，或指幾十年間的变化。这种变化的規律非常难於考察。湖泊水位之所以有長期的变動，或是由於气候条件的变化，或則由於地殼运動，即由於湖底或湖岸上升或下降。例如裏海的水位最近十年來变化並不大。但是自 1930 年開始，湖中水位一直在下降，最近二十年約降低了兩公尺。因此，裏海的面積也縮小了 23,660 方公里。又如流入卡拉博加兹灣的水量減少了三分之二，卡依達克(Кайдак)灣完全和海隔開了，而切列肯(Челекен)島則变成了一个半島。湖泊沿岸有時可以看到由湖泊沉積物所造成的高高的階地，那便是湖泊水位長期变動的痕跡。

§ 206. 湖水的物理特性

湖水的物理特性是指**透明度**，水的**顏色**和它的**溫度特徵**。湖水透明度的大小决定於水中所含懸浮泥垢微粒的多少。確定湖水透明度的方法和確定海水的透明度一样。貝加尔湖具有最大的透明度；那兒深達 40 公尺的地方也能看得清楚。

湖水通常呈天藍色；如果呈現別的顏色，那便是水中夾有某种雜質的關係。有机物質对湖水的顏色起主要的作用，使湖水或帶綠色，或帶黃綠色，或甚至呈棕色。其他夾雜物对湖水的顏色也有影响。天空和湖岸映於湖中，也常常使湖水改变顏色；如湖水很淺，湖底也有同样的影响。不过这些只是使湖水在外观上改变顏色而已。

湖泊所接受的熱量和支付的熱量二者的对比關係叫做湖泊的熱量平衡。如果要研究湖泊对

於其周圍區域在气候上的影响，熱量平衡实具有很大意义。

淡水的密度依溫度的高低而不同，溫度为 +4° 時密度最大。如湖水溫度終年高於 +4°，則最冷的水層，也就是密度最大的水層必位於湖底，較高的水層較暖，而湖面的水層其溫度最高。湖水的溫度由湖面到湖底逐漸降低，这样的溫度垂直分佈称为正溫層。如果湖水的溫度降到 +4° 以下，則正溫層便要被破坏。也確实有些湖泊其溫度終年低於 +4°。在这种情形之下，湖中表面水層既然密度最小，其溫度必最低，而近湖底的水層其溫度必最高。这样的溫度垂直分佈叫做逆溫層。位於苏联溫帶的湖泊在溫度情况方面屬於混合的類型：夏天是正溫層，冬天是逆溫層；而在春秋兩季則因溫度改变，湖水的密度不一，致湖水發生混和的現象。至於鹹水湖中的溫度情况則稍有不同，因为当鹹水的密度最大時其溫度低於 0°。

我們可以按照溫度的情况把湖泊分为下列各類型：

1）具有正溫層的熱帶湖　这是指熱帶气候的湖泊或很深的溫帶湖泊。溫帶的湖泊如果深度很大，便能在夏季儲積大量的熱，足以使湖水在整个冬季保持溫暖。

2）夏季为正溫層，冬季为逆溫層的混合型湖泊，这是指溫帶的湖泊而言。

3）具有逆溫層的寒帶湖或極地湖。

§ 207. 湖水的成分

从化学的观點來看，自然界的水从來不是純淨的，其中經常含有懸浮或溶解物質微粒的雜質。湖水的化学情况如何，要看气候条件、岩石組成以及土中水和逕流的情况而定。

湖水中是否含鹽，決定於湖水的平衡，也就是決定於湖水的收支对比關係。如果湖泊沒有表面逕流，則主要由地下水帶來的鹽漸漸使湖中富於鹽分。不过一旦湖泊排水，湖水仍可变淡。

在沙漠和半沙漠地區可以看到鹹水湖。我們按照湖水所含鹽分的程度，可以把湖泊分为淡水湖、微鹹湖和鹹水湖三种。鹹水湖的鹽分超过 2.5%，也就是每一公升湖水所含鹽分超过 35 克。鹽分在 1% 与 2.5% 之間的为微鹹湖，而淡水湖中所含碳酸鹽、含鉄化合物和氧化矽則少於 1%。由於有机物的生命活動，这些鹽類常經受複雜的化学作用而沉澱到湖底。

鹹水湖之中又可以分为本鹽湖、苏打湖和硫酸鹽湖幾种。本鹽湖含有氯化物，如愛耳頓湖（Эльтон）和巴斯孔察克（Баскунчак）湖① 即是。苏打湖是含有碳酸鈉的湖，如梵湖即是。硫酸鹽湖是瀉利鹽湖，即含硫酸鈉或硫酸鎂的鹹水湖，如西伯利亞西部的某些湖即是。

湖水含鹽的濃度非常不一致，小者为 0.3%，濃度大者如死海達 27.8%，而且还有濃度更大的鹹水湖。当湖中的溶液達到飽和，鹽類即沉積於湖底。鹽類自行沉澱的湖泊叫做自出鹽湖。愛耳頓湖、巴斯孔察克湖以及若干西伯利亞和克里木的湖泊即屬此類。含有氯化物的鹹水湖其中的鹽分沉積於夏季，因为夏天湖水蒸發强烈，溶液遂進入过飽和狀态。但硫酸鹽湖和裏海的卡拉博加茲灣中的芒硝則要到秋天才沉積，因为秋天的溫度下降，使溶液達到飽和點。

---

① 譯註：都在斯大林格勒之东。

§ 208. 湖水的运動

和海水一样，湖水的运動可以分为三种：流動、波浪以及漲潮和落潮。流動是指湖水的微粒沿水平方向移動；波浪是指湖水微粒僅僅上下振動；而漲潮或落潮則既含有水平运動的要素，也有振動的要素。只有巨型的湖泊才有漲潮和落潮，而且即是大湖泊，漲潮落潮在程度上仍然微不足道。

湖泊中只有表面的水層才捲入波浪式的运動；波浪擴及的最大深度也不超过 9 公尺。波浪常常具有相当大的波高。例如貝加尔湖中波浪的高度達 5—6 公尺，雷賓水庫中的波高達 2.5 公尺。

定振波或定常波是一个很有趣的现象。这是指湖水或在中部升高而在周圍沿岸降低，或是在一边湖岸升高而在另一湖岸降低[参看圖 84——譯者]。定振波之所以發生，是由於一部分湖面上的压力有急剧的改变。

湖水所以流動，或是由於有大河注入湖泊，或是由於有定向的風吹動。对於大湖泊來講，由風吹而引起的流動有很大的意义，例如裏海和其他大湖中，湖水便常有这样的流動。此外，和海中一样，湖泊中也有环流；这是由於温度、鹽分和許多其他条件的差異所引起。例如从裏海到卡拉博加茲灣的流動便是环流。

§ 209. 湖底沉積

無論由哪种作用所造成的湖盆都不能長期保持其原有形态。

湖水的波動以及在湖盆中流動的表流都要冲刷湖岸，因而改变湖岸的形态，而且經常把冲刷的產物沉積於湖底或湖岸附近。通常把湖岸分为下列各要素：湖岸懸崖、水上湖岸斜坡、湖灘和水底湖岸斜坡(圖 128)。水上斜坡只有当暴風雨時才会浸沒，而湖灘当中級風暴或高水位時便会浸沒。水下斜坡通常傾斜較緩，伸入水中到傾積坡(отсыпь)則成一陡壁。此外，沿湖岸常常形成一道岸堤，由波浪改造过的物質所組成；如果湖泊沿岸的深度不大，这种情形尤为常見。



圖 128. 湖泊水底地形剖面示意圖：
1—湖岸懸崖；2—水上湖岸斜坡；3—湖灘；
4—水下湖岸斜坡；5—傾積坡。

注入湖泊中的河流因为經常把搬运的物質帶到湖中，漸漸地垫高了湖底。於是过了一个時期，湖泊变浅，湖岸日益平緩，以致原來湖盆形成時所造成的形态完全消失。除了河流的沉積物以外，融化水和雨水的水流也把大量的物質帶到湖中。在乾燥區域，風力堆積对湖泊沉積也起很大的作用。

和海中一样，湖泊中除了有机械沉積物以外，还有化学沉積物和有机生成沉積物。化学沉積物即鉄礦，也就是卡累利亞湖泊中沉積的所謂豆狀鉄結核[1]。乾燥地區的鹹水湖最多，湖中[illegible]

[1] 譯註：豆狀鉄結核指沉積而來的鉄礦。因为在構造上似豆類，故名。

的沉積也很多，如裏海沿岸和庫隆達草原①一帶的湖泊有食鹽沉積，卡拉博加兹灣和西伯利亞及中亞細亞的某些湖泊有芒硝沉積。富於碳酸鹽的湖泊則能沉積湖成細粒灰岩(озерный мел)。

腐爛泥(腐泥岩[сапропелит])屬於有机生成沉積，是由於植物和動物有机体的腐爛而形成的。腐泥岩是化学工業中宝貴的原料，而且也用來作燃料。矽藻的矽質骨骼变緊密後便形成矽藻土，常常是很厚的一層。泥煤也可以算为有机生成沉積。

§ 210. 湖泊發展的各階段

湖泊產生以後，其演化和發展要看周圍的条件而定。湖泊是周圍景观之中的一个环節。如果脫离其他景观要素的联繫來孤立地研究湖泊，則是不可能理解的，因为在那种情形下，我們便不可能正確地說明湖泊的產生和發展。

在不同的气候帶中湖泊的發展各有不同。在溫帶气候裏，湖泊或者由河流的沉積物所填充，以致逐漸变淺，或則有植物的覆盖，以致沼澤化，变为沼澤。随着侵蝕網的發展，河流的河床日漸加深，於是流經湖泊的河流又把湖底降低。例如在列寧格勒省的奥尼加湖沿岸，有好些河谷的形态相当觸目：一段段較窄狹的河谷中夾有舊時的湖盆，使河谷忽而变寬，忽而变窄。

在溫帶，湖泊中植物叢生和轉变为沼澤的过程是这样的：先是湖泊逐漸变淺，岸边有植物生長，同時植物有机体在湖中的分佈具有地帶性。在湖岸和深度不到1公尺的淺水地帶通常有薹属、慈姑、水生蓼、水生毛莨等。由此向湖心進展，在較深的地帶(深度2—3公尺)有蕉草屬、蘆葦和木贼屬。再靠近湖心一帶为蓮花、眼子菜屬；这裏的植物幾乎整个淹沒在水裏，只有葉子才浮於水面。湖中最深部分是湖底藻類。湖中植物死亡後便沉沒湖底，把底部日益墊高。植物每年有死亡，而枯萎植物層之上又有新生的出現；而且新生的植物帶漸漸向湖心的方向移動。这样植物覆盖乃从四面八方会合，使湖泊变成了沼澤(圖129)。有時苔蘚和地衣屬从岸边爬到草本植物的上面，於是把業已形成了的草地沼澤完全蓋滿了。在青苔層之下，枯萎植物層飽和於水，但由於缺乏氧气，不腐爛也不解体，而变为泥炭，即压緊了的褐色物体，其中仍保存着植物的原來結構。按照組成泥炭沼植物的性質，可把泥炭分为下列類型：蘆葦泥炭、蕉草屬泥炭、木贼屬泥炭、薹屬泥炭、睡苔(гипновый)泥炭、樹屬沼澤(ольшатниковый)泥炭和水蘚泥炭。水蘚泥炭是很好的燃料。



圖 129. 伊斯特拉河(Истра)和莫斯科河分水地帶的巴也沃(Баево)沼澤。这是一个古湖盆，現正長滿植物。

---

① 譯註：在新西比斯克西南。

在苏联的北部地區，湖泊中植物叢生通常不是从底部開始，而是从湖岸滋長的，通常是苔蘚、沼委陵菜以及根部向水平方向舖開的睡菜(трифоль)由位於上風的一岸向湖心滋長。这些植物互相交織後，便形成整个的植物覆盖，即所謂飄浮植物層(сплавина)。飄浮植物層日益蔓延，以致盖滿湖泊，好像搖蕩的地氈一样。此時只有个别的地方沒有盖滿，叫做‘天窗’；这可能是很深的地方。但久而久之連天窗也要長滿植物。飄浮植物層的下層脫落後便沉到湖底，这样把湖泊填充，直到整个湖泊都变成沼澤为止(圖 130)。

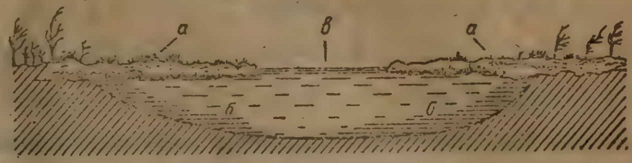


圖 130. 湖泊長滿的示意圖：

а—苔蘚覆盖；б—湖底的泥炭沉積；в—‘天窗’或露空的水面。

在气候乾燥的地方，湖泊的發展情形完全不同。这裏由於气候条件的關係，湖中水分的蒸發每每大大地超过了進來的水量，因之湖泊的收支幾乎永远是負的。这些地方的地下水比在其他地方有較大的作用：它們常常成为湖泊水源的主要供应者，把湖中水面維持一定的高度。小湖的生命常常很短促。例如裏海沿岸低地中有不大的風成湖常常由於風的帮助給填掉了，而風又在其他的地方產生新湖盆，形成新的湖泊。从各不同年代的測繪結果可以看到，这一帶湖泊的輪廓和位置時時不同。这一點我們必須注意。这裏的湖泊常常一年中只有某个時期有水面，而其他的時候是鹽土。在气候乾燥的地方，湖泊發展的常态循环是：由於蒸發强烈，湖泊逐漸变淺，出現鹽漬化現象，到後來变成鹽土。

各地的湖泊由於地理条件不同，其發展的方式也隨之不同。除了地理条件之外，時間这个因素对於湖泊的發展也有關係。湖泊越古老，其所經歷的变化也越多。由此可見時間和环境兩个因素对湖泊的存在有決定性的作用。

湖泊的發展过程可以分为下列幾个階段：

1）幼年期　此時湖盆的地形仍和最初的一样，沒有为湖泊所改变。

2）壯年期　此時湖泊的岸边已有淺灘，注入湖泊的河流已在河口形成三角洲冲積錐，但湖底的不平处还沒有为沉積物所填平。

3）老年期　此時沉積物已將湖底填平。如果是淡水湖，則植物在沿岸一帶有了廣闊的發展。

4）消失期　此時湖泊業已变淺，大部分湖面已覆盖有植物。往後水面的沼澤植物來定居，湖泊便变为沼澤。

§ 211. 湖泊的地理分佈

和其他的景观要素一样，湖泊在地表的分佈也是有規律的。最密緻的湖泊網位於地表具有割切地形和濕潤气候的地區，因为割切地形能造成許多湖盆，而濕潤气候使湖中的水位趨於穩定。当然，土中水接近地面的程度以及下墊岩層的不透水性对於湖泊的分佈也有很大的關係。

湖泊最多的地方是古冰川作用地區，如科拉半島、卡累利亞、斯干的那維亞半島和芬蘭。再

往南走，波罗的海沿岸、列寧格勒省、加里寧省等地也有较密的湖泊網。这一帶地域不久以前才从冰川覆盖下解脫出來，其地表的沉積物便和冰川有關。这兒的河流还在青年期，地表受侵蝕较少。这裏不但有古冰川作用所造成的割切地形，而且气候湿潤，蒸發不大而降水量相当多，約500—700 毫米。此外，歐洲的湖泊分佈區也就是土中水丰富的地區。在歐洲北部和西北部，土中水很是接近地面。

上述地區的湖泊都是淡水湖和流水湖，而且植物在其中滋長得很快。其中最淺的湖泊由於侵蝕網的發展，河流的下蝕作用已把湖底降低了。

大量的湖泊麇集於歐洲、亞洲和北美洲的北部。由此往南，湖泊逐漸消失；到了森林草原地區和草原地區，只有在河谷中才可看到湖泊，分水嶺地帶全然沒有。这些地域从前沒有冰川覆盖，所以地表被侵蝕得很厲害；由於河流網和冲溝網的發展，湖底早已降低了。最後，到了海岸又出現一条湖泊帶，这便是溺谷湖和潟湖。

此外，还有一个湖泊分佈區，卽西藏、蒙古、帕米尔、西西伯利亞南部、土蘭低地以及裏海沿岸低地等等。这裏的湖泊都是乾旱的、不排水盆地。

在乾燥而不排水的區域降水量很少，而蒸發量很大，以致接合在一起的侵蝕網無法產生。地表的凹地充水以後如果有土中水面的支持，便也形成湖泊。在裏海沿岸低地和中亞細亞沙漠的若干地區，湖泊的水面便是土中水的水面。这些地區的湖泊大部分是不排水的鹹水湖，其輪廓不很固定，常常乾涸而变为鹽土。

巨型構造湖泊並不受气候地形的影响。由於湖盆很大，其变化特别緩慢，因而可以在任何气候帶存在。

这样一來，我們可以說苏联北部和南部地區的湖泊景观是侵蝕網沒有形成的結果。侵蝕網之所以未能形成，在北方是由於景观还处於青年期，在南方各地則由於大气降水量缺乏所致。

世界最大湖泊

	絕对高度（公尺）	面積（方公里）	最大深度（公尺）
裏海	－28	400,000	944
苏必利尔湖	184	83,627	307
維多利亞湖	1,133	68,800	80
鹹海	52	64,490	68
休倫湖	177	59,510	223
密歇根湖	177	57,850	265
貝加尔湖	453	32,242	1,741
坦噶尼喀湖	780	31,900	1,435
大熊湖	119	31,500	90
大奴湖	158	30,000	140
尼亞萨湖	461	30,800	787
伊利湖	175	25,426	64
溫尼伯湖	216	24,530	19
巴尔喀什湖	340	22,000	28
乍得湖	243	10,000—22,000	12 以下
安大略湖	75	18,760	225
拉多加湖	5	18,724	228
奥尼加湖	34.9	9,890	125

§ 212. 湖泊在地理上和在經济上的意义

湖泊表示水文網發育的一定階段，因而也就是表示景观發育的一定階段。湖泊的演化和發展決定於自然条件，但是在另一方面，湖泊对周圍的景观也有大的影响。

聚集了水量的湖泊要影响降近區域的气候，而且湖泊越大，其所發生的影响也越大。湖泊能使气候溫和：冬天提高周圍的溫度，夏天降低气溫。由於湖面蒸發强烈，空气的濕度也要增加。湖泊对於与其联繫在一起的水文網有大的影响，对从其中流出或流經湖泊的河流情况有調節的作用。湖泊在春天能使春汎有較均匀的分配，而在平水時期則以其儲積的水量來給养河流。从湖泊中流出的河流能長久保持湖泊的溫度①。例如从貝加尔湖流出的安加拉河由於攜帶了湖中的溫水，流了很久还不凍結；当然，河水流動得快也是造成这种現象的原因。

湖泊由於逕流停滯，乃具有一系列的特殊性質。湖泊中的生物和化学过程便和流水中不同。比起河流來，湖泊中的有机界远較多种多样。

湖泊是沉積物的沉積區和堆積區；它因此也参与岩石圈的構造过程。湖泊的沉積常常是可宝貴的、有益的礦藏，如鹽類、鉄礦、泥灰岩、腐泥岩和泥炭卽是。

湖泊除了对景观發生影响而外，也具有經济上的意义。湖泊虽是天然形成物，但一經人類利用也参与改造自然的工作，参与改变河流情况的工作等等。湖泊被用作水庫，当作逕流的調節者，作为發展水力的水源，最後还用作水上交通的孔道，用於改良土壤，用作給水的來源等。

除了在經济上和地理上的意义以外，湖泊也和河流網一样在國防上具有大的意义。湖泊可以作为定向标。大量湖泊聚在一起可以成为强大的天然屏障。因此，在地圖上正確地表示湖泊的特點是很重要的。

§ 213. 在地圖上描繪湖泊的特點

湖泊是独特的景观要素，在下列各方面以多样性著称：外形、大小、湖岸構造、湖底、湖水情况和有机界。因此，在地圖上描繪湖泊有其若干特點。

首先，湖泊中的水位要經歷季節的变動和多年的变動。湖水的季節变動常常很大。例如，由於水位季節变動的結果，伊尔曼湖（оз. Ильмень）② 的面積可由 659 方公里擴大到 2,230 方公里，而熱帶湖泊的面積还可有更大的变動。描繪湖泊時应当按照規定的細則推出平水時期的輪廓，但必須指出氾濫時的界線，因为水位的差别常常相当大（圖 131，圖 132）。其次，应当在地圖上标出湖泊發展的階段，这对於通行程度和給水方面具有大的意义。如果湖中有植物叢生，便必須指出其叢生的性質和程度。我們可以用符号來表示湖中的莞蔛帶和蘆葦帶。在敍述中可以指出湖中是否滋生着飄浮植物層，抑或已有整个的植物覆蓋。

湖泊的輪廓每每決定於它們的成因。火山湖具有圓圈的形狀。冰磧湖最典型的特徵是湖岸彎曲，常呈鋸齒狀。把湖岸輪廓正確地描繪在地圖上具有大的意义。

---

① 譯註：卽把湖中水溫帶到很远的地方。

② 譯註：在列寧格勒东南。

还有，繪圖時必須估計到湖泊景观的典型特徵。例如，具有强烈割切地形的古冰川作用地區其特徵是：有大量湖泊，並有許多支流將它們联結在一起。湖岸多割切，岸坡常呈圓形。这裏的湖泊造成完整的天然水系，和某一大河或海連接在一起（圖 133）。所有这些複雜而独特的類型都必須在地圖上标出來。大地苔原（Большеземельская тундра）和小地苔原（Малоземельская тундра）區域①以及雅馬耳（Ямал）和泰米尔半島的特徵是：不大的、淺的湖泊構成湖泊網，湖泊之間彼此並不連接。这种和北部地區一样以較大程度集聚的淺水湖泊在測繪工作中务必加以估計，而且不只是要描繪大湖，还要表示該地區的一般充水程度。

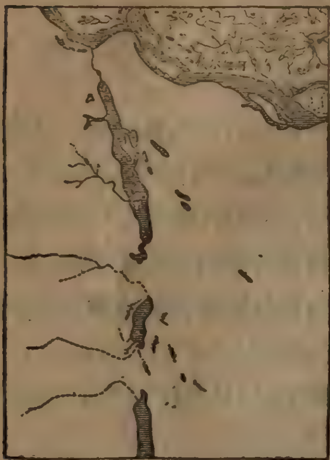


圖 131. 湖泊水位在不同季節中的差別。

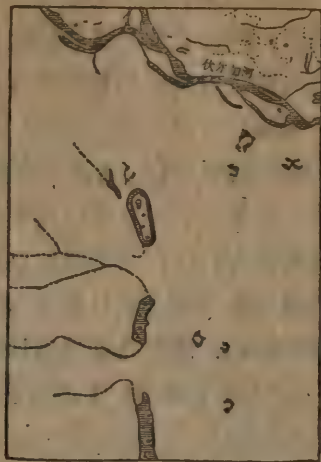


圖 132. 湖泊水位在不同季節中的差別。

波罗的海沿岸、列寧格勒省、坡列协（Полесье）② 以及一系列其他地區的特徵是湖泊中植物叢生，常常很难通行。把喀斯特湖泊在圖上标出也很重要，因为这些湖泊之中常可以看到消失湖泊。

在乾燥而閉塞的地區，湖泊的特徵是大部分为不排水的鹹水湖。湖中水位經歷很大的变動，有若干湖泊一般來說一年中只有一个時期充水，其餘的時候則乾涸，变为鹽沼地。这个特徵务必要标出來。在水分貧乏的地區，必須估計湖泊礦化的程度，因为常常在一羣鹹水湖之中可以看到淡水湖。所以正確地把湖泊的鹽分表示出來对於給水是重要的。



圖 133. 古冰川作用地區的湖泊：空中照片，比例尺 1:60,000：
1—湖泊。

最後，必須在圖上标出灵生紀湖泊，即人工的水池和水庫。它們通常是用堤壩或攔河壩把河

① 譯註：都在苏联歐洲部分的东北部。
② 譯註：在明斯克之南約 150 公里。

谷隔断而成。如果我們用攔河壩來調節河水的流動，來淹沒河道或增大排水渠的水流等，正確地繪出这些水庫是必要的。

沼 澤

沼澤是一个複雜的概念；許多学者給这个独特的景观要素下了不同的定义。沼澤的形成受到一系列地理条件的影响：土壤之中或土壤之上的土中水、地形、气候和植物等。因此，沼澤既是水文学家研究的对象，也是生物学家和地理学家研究的对象。研究沼澤的演化和發展的科学叫做沼澤学。沼澤学在苏联有很大的發展。苏維埃沼澤学家 B. C. 道克土罗夫斯基（Доктуровский），B. H. 苏卡切夫（Сукачев），H. Я. 卡茨（Кац）等对这門科学作了巨大的貢献，完成了一系列關於沼澤的發展、分類和沉積的理論著述。沼澤是过度濕潤的地段，土壤的表面有一層厚度不少於30厘米的粘滯土①，其上覆盖着喜濕和喜水植物。沼澤可分为四种：具有一厚層泥炭的泥炭沼（泥炭厚達50厘米以上），淡水給养的含礦物沼澤，植物叢生的沼澤和鹽漬沼澤——鹽土。

§ 214. 沼澤的形成

沼澤可以在不同情况下形成，如湖泊中植物叢生，流水或海水浸沒地表。最後，在地表过度濕潤的情况下也可形成沼澤；这是由於土中水接近地面，降水量很多，而且滋生着善於保留水分的水蘚。沼澤一般形成於水流停滯、水文網不發達、降水丰沛和土中水接近地面的平原地區。

根据成因來分類可以把沼澤分成兩种：低地沼澤和高地沼澤（圖134、135）。

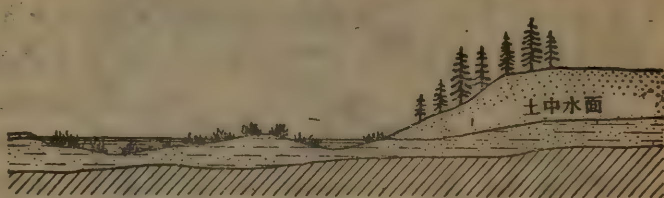


圖 134. 低地沼澤。

低地沼澤形成於河漫灘地區、湖泊沿岸和湖泊窪地，其存在和發展完全依地形和土中水的性質而定。这种沼澤是由接近地面的土中水所給养的。由於水的化学成分不同，低地沼澤可以發育成不同的類型。一類是水中含有大量石灰的雜草沼澤，一類是水比較軟、含石灰較少的苔蘚沼澤（眞蘚）。雜草沼澤中可作为特徵的植物是薹叢和蘆葦叢。如進一步發展，它們便成为苔蘚沼澤；苔蘚定居於由雜草死亡後所形成的泥炭層，而泥炭中的枯萎植物把苔蘚和土中水隔開了。於是土中水給养逐漸变为由空气給养，而沼澤的外观也随之發生变化，卽从具有凹面或平坦表面的雜草沼澤变成凸起的苔蘚沼澤。苔蘚沼澤中叢生着水蘚。如果沼澤中的泥炭層發

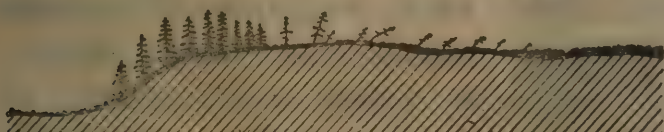


圖 135. 高地沼澤。

① 如果粘滯泥炭土層的厚度少於30厘米，則該地段称为沼澤化土地。

育得相当厚，也可以生長乔木植物。这样一來，低地沼澤之中除了有雜草沼澤和苔蘚沼澤外，还可以看到森林沼澤；这大部分是黑榿沼澤，或叫做榿屬沼澤，楊柳沼澤却很少看到。雜草、乔木植被層和苔蘚覆盖枯萎後漸漸变成泥炭。

高地沼澤形成於分水地帶：或是那兒的地面过度濕潤，或是那兒的湖泊有植物叢生。高地沼澤是森林苔原帶和針葉林帶的特色。針葉林中如出現水蘚，便可引起地表沼澤化。水蘚覆盖吸收大量的大气水分，但蒸發量却很少，因此形成过度濕潤的現象。

典型的高地沼澤是水蘚叢。水蘚沼澤中生長一些草灌木：喇叭茶屬、沼澤烏飯樹、雲莓、黑果烏飯樹、酸果蔓和羊鬍子草屬等。这裏的乔木覆盖通常只是發展受到限制的松樹。虽然沼澤中水分丰富，可是定居的植物却喜欢乾燥。其所以如此，是因为苔蘚層構成一不傳熱間層，以致沼澤中苔蘚覆盖下的水溫比地面上低得很多，而樹木和其他植物的根不能儘量攝取冷的水分。这种現象叫做生理乾旱。苔蘚沼澤常常具有凸起的形狀，这是由於苔蘚覆盖中部向上增長所致，此時边緣和中部在高度上有相当大的差異——達 5 公尺或更多。苔蘚沼澤並非由地下水或地表水給养，因为那兒降水量相当多，苔蘚本身得以在降水時積蓄大量的水分。

高地沼澤和低地沼澤占有廣大的面積，往往伸展到數十以至數百公里。在这样大的地區，沼澤的微地形和植物非常多种多样，依濕潤的程度而定。因此，我們又將高地沼澤分为丘形沼澤、丘形濕地沼澤、山脊形濕地沼澤和北部平坦沼澤等。濕地沼澤是介於草丘沼澤之間或山脊沼澤之間的低地，潮濕或为水所据。在沼澤的低下地形中，通常是泥炭沼澤的低地中，可以形成次生的小湖泊。植物在沼澤的微地形形成中顯然起很大的作用。水蘚覆盖着樹木和灌木根部，形成小丘和地脊。地衣屬和藻類的生長慢得多，於是造成濕地沼澤。此外，西伯利亞北部區域分佈着具有冰核的小丘。在永久凍結區，沼澤面的升降是由於凍結的膨脹。稍南，西西伯利亞森林中的沼澤形成山脊形濕地地形，具有長而狹窄的地脊（可作为定向标）以及隔開地脊的濕地，二者都和高程線（высотные линия）平行。沼澤的微地形在空中照片上可以看得很清晰（圖 136）。

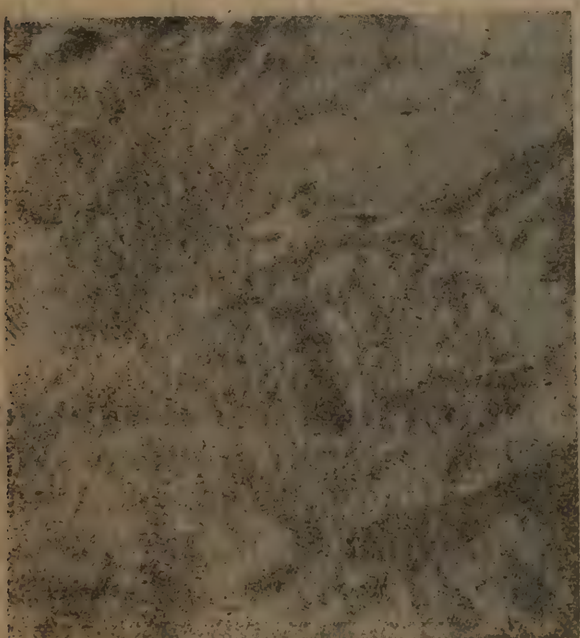


圖 136. 山脊形濕地沼澤；空中照片：比例尺 1:60,000
1—沼澤。

沼澤按潮濕的程度可分類如下：很濕潤的沼澤，那裏的水層位於 10 厘米的深度或更淺的地方；中等濕潤沼澤，水層的深度由 10 至 40 厘米；微濕沼澤，水層的深度是 40 厘米。

由於植被的性質不同，由於給养和微地形条件的不同，沼澤是多种多样的。

拉夫亮科(Лавренко)教授在他的著作中把沼澤地區作如下的分類:

1. 森林沼澤 这种沼澤的特徵是具有乔木植物,其中帶有灌木以及雜草和苔蘚覆盖。这些一般是靠湖泊河流和土中水給养。沼澤的通行程度可以依据森林植物羣的性質來確定。松林沼澤可以通过,但黑樅沼澤由於很濕潤,是各种森林沼澤中之最难通过的。

2. 雜草沼澤和草苔沼澤 这种沼澤中發育着濃密的草被,其中結合着青苔,有時还有灌木。这裏並沒有連續的乔木覆盖,間或出現一些孤立的乔木。它是靠湖泊、河流或土中水給养的。这一類型的沼澤如果很濕潤,便不能通过或难於通过。可是在乾的時期則常常可以通行。

3. 苔蘚沼澤 苔蘚沼澤中的植物不多。除了苔蘚覆盖以外,我們可以看到孤立的灌木和疏林。这類沼澤一般在可以通行之列,不过当很濕潤的時候却不能通过。

4. 混合的沼澤,具有表現得很顯著的微地形。那裏有地脊、小丘、濕地和小湖泊。按植物性質和濕潤程度的不同,这种沼澤的各别地段又可有很大的差異。

§ 215. 沼澤的地理分佈

沼澤在地面上的分佈及其主要特徵基本上決定於气候。影响沼澤化过程的主要气候因素是溫度和濕度。在同一時期內降水量和蒸發量的比例叫做**濕潤係數**(климатический коэффициент)。这个係數和沼澤分佈的關係是非常明顯的。濕潤係數愈大,沼澤化的程度便愈高。沼澤集中於过度濕潤的地區;在微度濕潤的地區,它們只在特殊的水文、地形和表土条件下才形成。在苏联南部區域,只在兩种情况下才形成沼澤;一是在氾濫區当湖泊变乾和植物叢生時,一是土中水很接近地面的窪地。这裏沼澤的基本形式是鹽漬沼澤或沼澤化的河漫灘及三角洲。因此,和气候条件一样,沼澤具有横的(沿緯線)地帶性分佈。这在俄罗斯平原和西西伯利亞平原表現得很清楚。在这裏,当我們从北向南走時,沼澤的某些特徵,如泥炭層的厚度、泥炭堆積的强度、水蘚在植被中的作用等,先則逐漸顯著,再則漸次減少。後者顯然是由於气候条件已不能促進泥炭的堆積。这些特徵其所以在北方不顯著,是因为低溫妨碍泥炭的堆積,而在南方,高溫也構成障碍。最大量的泥炭堆積發生於泰加帶以及混合林帶。在山區,沼澤的分佈具有垂直的地帶性:植物、微地形、泥炭成分等都隨高度而發生变化。沼澤除了横的地帶性以外,还具有縱的(沿經線)地帶性,其分佈的方向決定於从海洋气候到大陸气候的变化。在大陸性气候表現强烈的地區,其沼澤化程度較海洋性气候地區略少。

沼澤所占据的面積很难準確地加以確定,因为它們的主要分佈地區恰好是研究得最少的地區:如苔原、森林苔原和泰加林等。在苏联歐洲部分,沼澤的面積約有 90,000,000 公頃。最多的地方是阿尔罕格尔斯克省,伏洛格達省,科米自治共和國,列寧格勒省,卡累利阿芬蘭苏維埃社会主义共和國,普斯科夫省,白俄罗斯苏維埃社会主义共和國等地。在苏联歐洲部分的北部,沼澤是主要的景观,往往占到總面積的 90%。一般不計算沼澤的面積,而計算泥炭田的面積。全世界泥炭的蘊藏面積約等於 175,000,000 公頃。單是苏联歐洲部分的泥炭面積和貯量就幾乎等於歐洲所有其他各國之和。此外,西西伯利亞也有很多沼澤。在泥炭貯量方面,次於苏联而居於第二位的是芬蘭,再次是加拿大、美國、瑞典和德國。

§ 216. 沼澤的地理意义

沼澤对於周圍的地方經常發生影响。在沼澤佔去了很大面積的地區，沼澤使地區冷却，縮短了植物的生長期，这对於農業是非常不利的。由於沼澤在成長的过程中把土中水面提高，这就漸漸把四周的森林和其他農地沼澤化，而且愈來愈擴及巨大的範圍。此外，沼澤还成为一个对居民有害的瘧疾溫床。沼澤排乾了水後一方面可取得泥炭，这在工業上有大的價值。他方面又可把以前的沼澤化土地利用为農業用地。沼澤对於一般水文情况有很大的影响。在漲水時期，融化水沿着飽含水分的苔蘚覆盖表面暢流無阻，增加了河流的氾濫。在平水時期，高地沼澤使河流的給养惡化，因为沼澤强烈地吸收雨水和土中水；水蘚所吸收的水为本身重量之 15—20 倍，因此很少讓水流走。这样，沼澤在河流的給养方面一般只有負作用，而沼澤排水可使水文網進入較正常的情况。

坡列协和科耳希達(Колхида)[1] 从前是不能通过的沼澤地區，居民备受其害。行人一入沼澤地區，便陷入泥潭，沒有可行的路；除此以外，还有瘴气、瘧疾等可怕的災害。只有在苏維埃政权時代才可能大規模地把沼澤变成能力的源泉，变成可宝貴的農業用地。坡列协沼澤現已排乾了水。現在苏联从泥炭沼澤中採取泥炭，供应大型發电站作为燃料。排了水的土地已变成牧場和耕地。庫班河和切烈克河一帶的浸水草原以前是瘧疾的發源地，後來採用从飛机上撒粉的办法，把瘧疾蚊完全消滅了。这些卑濕的地方已利用來播种有價值的稻穀。科耳希達低地(或里翁低地)的沼澤區已經排水；从前的沼澤現在已栽种有價值的副熱帶作物了。

§ 217. 描繪沼澤的特點

在地圖上描繪沼澤時，必須準確地繪出沼澤的界線和通行程度。通行程度主要依沼澤濕潤的程度而定，而它的濕潤程度反映於植被的性質，並隨季節而变化。因此，製圖時必須考慮到濕潤度和季節性。如在春天大多數沼澤完全不能通行，而夏天草澤乾了，往往既可以通行，也可以用來作刈草場。所以必須标出植被的性質，植物覆盖層殘餘物的結合性，湖中植物叢生的性質以及有無飄浮植物層。必須充分考慮到微地形的性質，並把它註明於敍述部分。大部分凸起的苔蘚沼澤为水所环繞，这是由於中央部分的水有時流向边緣的結果。这个水环中植被的性質和沼澤本身完全無關。繪圖員常常会把这个外环当作沼澤本身，因而把沼澤的濕潤度和植被性質搞錯了。这一點繪圖時应加注意。

永久凍結

§ 218. 永久凍結及其分佈的界限

西伯利亞北部有永久凍結的土壤，这在二百多年以前便已知道了。在十八世紀的前半期，X.

---

[1] 譯註：在格魯吉亞。

拉普底夫的通告裏曾報導泰米尔半島沿岸有永久凍結土，同時第一次發現了猛獁的屍体。十八世紀的末尾，有名的旅行家 И. Г. 格美林(Гмелин)，Г. А. 薩雷切夫(Сарычев)和 А. Ф. 米顛多尔夫(Миддендорф)証实了这些報導的正確性。到了十九世紀末年便出現了 П. А. 克罗泡特金和 А. И. 沃耶科夫關於永久凍結的科学著作，現在則有 М. И. 苏姆金(Сумгин)關於这方面的著作。这样，俄罗斯学者在發現和研究永久凍結的工作上便取得了优先的地位。

虽然从認識永久凍結的存在到現在已过了一个很長的時期，但只有在苏維埃時代这方面的研究才得到了应有的發展。有計劃地、科学地研究永久凍結大約从 1930 以後幾年開始；到今天它已成为一門新的科学——凍結学(мерзлотоведение)。

在永久凍結的分佈地區以及土層凍結得很深的地區，凍結学对於社会主义建設实具有很大的重要性。

永久凍結土是指在兩年以至幾千年連續地具有負溫的土層。在永久凍結層的上面有一活動層，即夏季融化而冬季凍結的土層。活動層的厚度各处不一：砂質土厚 1.5 到 2 公尺，黏土質的土層厚 1 公尺至 1.2 公尺，而在泥炭地从 0.3 到 0.8 公尺。在永久凍結層和活動層之間有時可以看到一个經常具有正溫的过渡層。永久凍結層中最低的溫度(就已知的而言)为 −8°。永久凍結的深度和厚度各处不同，有的地方厚達幾百公尺。

在永久凍結的地方可能夾有一些溫度在 0° 以上的土層或島嶼狀的地區，这叫做融區(талики)。

關於永久凍結的成因有兩种假說。М. Н. 苏姆金等所提出的假說認为現代的永久凍結是冰川時代的殘存(遺物)，而当代的气候条件只足以保持土層的負溫。

其他学者——Р. И. 阿波林(Аболин)，А. А. 勃洛文金(Половинкин)，А. В. 耳沃夫(Львов)則認为永久凍結是現代气候的產物。如果年平均溫度低，而冬天的雪覆盖很少，則可以使土壤凍結得很深。冬天的熱量不足以使冰完全融化。在廢置的舊鑛井中常常可以看到永久凍結的土層。这証明永久凍結是現代气候的結果。

近些年來永久凍結有退化的現象，不但厚度減少，而且其南面的界線也向後退了。例如 1837 年研究員士連克(Шренк)曾確定在美晉(Мезень)城有永久凍結，但那兒現在沒有了，而永久凍結層却在該城以北 50 公里的地方開始。同样，在貝加尔湖區和許多其他的地區也可以看到永久凍結後退的过程和厚度減少的現象。

有趣的是在北面的永久凍結分佈區發現有猛獁。直到最近这样的發現已知有三十宗。在凍土裏保存着已經絕了种的動物的屍体，这便証明那一个地點的凍結是永久性的，因为無疑地在这些動物死亡以前便已經有凍結土，否則動物不可能如此保存。

1901 年在別烈佐夫卡(Березовка)的河中，即科林馬河的支流中曾發現一头猛獁的屍体，在牠的胃裏，甚至在牠的口中，在牙齒之間还發現完好保存的食物殘餘，这些食物是当地北方的植物。除了猛獁的遺跡而外，还發現了犀牛和其他動物的遺跡。

永久凍結佔地球上大陸的面積約 20%。在苏联，永久凍結所佔的面積約为 10,000,000 方公里，即佔所有領土的 47%。永久凍結的南面界線經过白海海岸，在北極圈稍南的地方跨过烏拉

尔，到了西西伯利亞低到北緯 63°；在葉尼塞河谷又升到北極圈的左近；过了葉尼塞河後降到薩彥嶺以南，而且跨过了國境達到了蒙古和中國的东北，到了这裏永久凍結的界線便成了假定的。更向东，这条界線在伯力城區和海蘭泡城區兩度向北升高，跨河苏联境內，然後再向南退到小兴安嶺地區。这样一來，永久凍結在苏联囊括了歐洲部分和西西伯利亞的北部，全部东西伯利亞和幾乎远东的全部。在这一大塊空間之內可以分为好幾种區域：一种是全部为永久凍結所佔的區域，即位於北部西伯利亞的區域；一种是在永久凍結之中夾有融化的土壤，像島嶼一样；最後，还有一种是在融化土之中夾有永久凍結的島嶼。越向南走，永久凍結的層位越深，而活動層越厚。例如在北冰洋沿岸活動層的厚度从沙質土的 1.6 公尺到泥炭沼澤土的 0.2 公尺。在南部區域，即在北緯 55° 以南則从沙質土的 4 公尺到泥炭沼澤的 0.8 公尺。在烏拉尔、高加索等的許多山地也可以看到長年凍結的現象。

至於其他國家，永久凍結也見於加拿大，阿拉斯加，格陵蘭和其他極圈以外的島上。在斯干的那維亞半島上也可以看到个别的永久凍結地段。

§ 219. 永久凍結的動态

有了永久凍結，便要產生完全特別的地理条件，如地形形成、水文網、小气候、土壤和植被的分佈等。在北部地區因为气溫很低，水分的蒸發不大；又因为有永久凍結土的阻碍，水分也幾乎不滲透；而到了冬天融化了的水滲入融解層，把它变成流沙。於是过飽和於水分的土壤从斜坡下流，充滿着窪地，把地表填平。这种土壤的流動有一个專門名称，叫做泥流，这是永久凍結地區地表剝蝕作用中的主要因素之一①。此外，在北部地區泥流也造成地表的割切；融化的土壤流動時引起深溝的形成。在永久凍結地層中地下水即在冬天也不凍結，於是在其中环流。当活動層凍結時，水受到从各方面來的压力，而由於靜水压力的結果，於是稍稍向上隆起，形成冰丘。这种冰丘叫做冰水岩盤，在雅庫契亞（Якутия）叫做布耳貢尼亞赫（Булгуннях）。它們在苏联的亞洲部分分佈最廣。

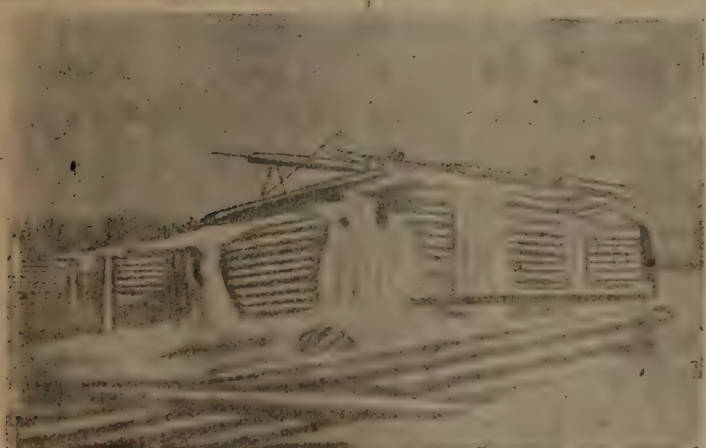


圖 137. 地下凍結層的水湧出地表的情形。

久而久之，冰丘的表面覆蓋着礦物質的土壤和植物，因而变成了有冰核的土丘。在强大的水压之下，这种土丘有時龜裂，土中水乃湧出地面，而因为水一湧出便馬上凍結，乃形成冰椎（наледь）。由於水一次次不断湧出，冰椎乃不断增大，其面積可達幾百方公里。

地下水常常在建築物的屋基，鉄路和公路等的路基尋找出路（圖 137）。在苏联，北边的地區

① 有些作者認为泥流对於歐洲古代冰川地區在冰期的地形形成有很大的重要性。

在 1.5—2 公尺深度的地方常位有厚度達 20 公尺的冰層。这些冰塊一經融化，便要在地表使土壤下陷或產生窟窿；这种現象不但侵入森林地區，而且也侵入耕种的地區。这些窟窿中有時还產生湖泊，在雅庫契亞称为阿拉斯(Аллас)。这一种下陷的作用称为熱喀斯特(термокарста)。这种熱喀斯特現象在發生森林火災的地區，樹木連根採伐的地區，以及在已開墾的採伐林區頗为常見。在勒拿河、雅拿河、英的吉加河以及科林馬河流域这种作用分佈最廣。

由气候条件所保持的永久凍結反过來又影响当地的气候，主要是影响小气候。巨大的凍結層虽然經过夏天仍不全部融掉，因此使周圍一大片地方变冷，抑制了植被的發育。永久凍結的存在本身便要使土壤和鄰近的空气变冷；这尤以在北部地區为然，因为在那裏，永久凍土層是接近地面的。

不过永久凍土帶也具有一些优點：在乾燥的區域，由於永久凍結土夏天融化，乃不断地供給水分，这有助於植物的發育。永久凍結对河流的生命也有巨大的影响。在永久凍結地區，逕流是很大的。

永久凍結區每逢降雨時，雨水幾乎不蒸發也不滲透，而全部沿表面流動。永久凍結本身和封存冰(ископаемые льды)的融化对於河流的給养有不小的重要性。冰雪融水和雨水是一切河流給养的主要來源。河流在夏天和冬天常常氾濫得很厲害，但同時有些小河夏天可能全然乾涸。这裏的河流还具有一个特徵，即有許多冰椎，[或按雅庫次克的方言称为塔倫(тарын)]。冬天在西伯利亞大陸嚴寒的气候条件下，河流有一層厚的冰覆盖着；河床的土壤也發生凍結；河水受到了來自各方的压力，亟須找尋出路，或衝破冰層，湧出河面，或向河床兩旁滲透，走向河漫灘或階地，形成巨大的冰椎。这种冰椎不断增長，到了冬季末尾達到最大的厚度。还有，在冬天最嚴寒時節，由於河水不断湧出，冰椎之上一面盖着有雪，一面混和着水，这一直到冬天末尾才最後凍結。大的冰椎即使在夏天也不融解，因而妨碍航行，改变河水流動的性質。小河流則在冬天常常一直凍到河底。

永久凍結區每每有大量的湖泊，这些湖泊的成因很多；或由於土層的陷落而成，或由於不平的土層为水填滿而成，等等。它們的特徵是不排水：有些湖泊即使非常靠近河流，仍然沒有水流到河裏去。

永久凍結區的平地地面很少割切，而由於水分充足，便为沼澤的形成造成了有利的条件。苏联远东有很大的沼澤化地區，称为馬里(мари)。

北方各永久凍結區的土壤具有非常特別的構造。由於气溫和土壤的溫度都低，土壤中的化学过程和有机質的分解不能順利進行；不过物理風化作用却很强烈。如果永久凍結層層位不深，土壤便飽和於水。由於凍結和融解反覆進行，遂形成所謂有結構土壤或多面体土壤(полигональная почва)，造成很独特的微地形。

有結構土壤是大片的或粗粒的土壤，其中常有个別細土粒(мелкозем)的斑點。

多面体土壤形成於土壤特別潮濕的条件下，細粒土(мелкоземистый грунт)或甚至含泥土(илистый грунт)为裂縫所破碎，变为許多多面体，土塊之間以裂縫隔開，是由於两种現象：一是嚴寒使土壤分裂，一是裂縫中有水凍結。

永久凍結对於植物也有大的影响。由於土壤凍結，樹木的根难於鑽到深处。位於永久凍結層的水由於溫度很低，致植物無法吸收，因而促進樹木的表面根系發達。这种樹非常不穩固：每遇暴風，或是連根拔出，或是吹得东偏西倒。在永久凍結地區，只有强烈的沼澤化作用才能造成沼澤植物發育的条件。从另一方面來看，植物也使凍結的土壤免於融解；在森林中青苔下的永久凍結層總是要靠近地面些。

§ 220. 在地圖中表現永久凍結區的自然特徵

永久凍結區域因为在景观上有独特之处，对於大地測量或地區製圖也構成了特殊的情况。例如大地點可能会沿垂直方向移動，这在有表層隆起或陷落的情况下特别顯著。苏联測繪總局估計到永久凍結分佈區的特點，对於安排大地測量标誌作出了特别的指示。

在繪製區域圖時必須考慮到水文網的特點，如不排水湖泊區的存在，陷落湖泊（阿拉斯）的輪廓每呈圓形，河流具有陡峭的河岸，常在夏天乾涸，而同時一遇洪水又氾濫很廣的特點。此外，应当用符号标出各种消夏冰椎［参看 § 203——譯者］，如土中水冰椎、河水冰椎，以及大冰丘，即冰水岩盤，因为冰水岩盤在北方凍結分佈區是主要的景观要素。

永久凍結对於人類經济活動有大的影响。在永久凍結區建築大建築物要遭遇困难，因为屋基对於凍結層所施的压力要引起凍土融解，变成流沙；最後才知道原來建築物是造在半液体土層的上面。於是屋基下陷，發生裂縫，以致房屋倒塌。屋基下面的木樁也可能因冷凍而發生凸起的現象。目前在開工之前常研究一系列能防止建築物变形的位置。開工時先把屋基下的木樁打到凍結層的深处，周圍塞以他种底土，或把木樁裝在管中，諸如此類。在敷設礦井或探坑時，由於凍結土很結实，進行土方工程也有很大的困难。凍土一融解便成为流沙，流沙崩塌了便把岩石填滿坑道，这也阻碍工程的進行。在敷設水管、煤气管或進行其他地下工程時必須用非常特殊的方法以防止管道凍結。

凍結对農業也有巨大影响。凍結層如接近地面，便要使土壤变冷，因而抑制植物的生長。即使凍結層位於相当深的地方，凍結層之上的土層也接近 0°，也不能維持植物的生命。

在進行社会主义經济建設的國家——苏联，由於現代技術發達，人類对於凍結的狀态可給以很重大的改变。首先，某些活動如野火，採伐，除青苔，湖泊放水，地段排水，開荒，築路，築壩，有益礦物的開採等等便要影响永久凍結的狀态：或者使它的區域縮小，或者使凍結加强。現在苏联正拟定一系列的措施來改善農業；用人为的方法降低永久凍結土的層位，用各种办法使土壤溫暖。另一方面，他們也正在培育各种耐寒的植物品种，以便把農作物远远地向北方推進。

固体狀态的水

水变成固体狀态（也就是說冰雪的形成）有兩种方式：或是由水的凍結產生，或直接由大气中的水蒸气產生。气溫隨高度的增加而下降；在中緯 2.5—3 公里的高空以及在赤道地區 4—5 公里的高空，終年便是負溫。因此，無論在赤道也好，在南極也好，大气中都可以產生雪。但是如要在

地表形成雪覆盖，则只有在近地面層的溫度常年低於 0° 的那些地方才有可能。

气溫也从赤道向兩極逐漸降低。相应地，雪覆盖也沿地表成地帶性的分佈：这不但有水平方向的地帶性，而且也有垂直方向的地帶性。这就說明为什麼赤道帶的山頂上也有雪覆盖的堆積。

雪从空中落到地面，一層一層地堆積，这样便形成雪覆盖。某些地區如果降落的雪在暖季仍來不及融化，便会形成常年的雪覆盖。兩極地帶和山頂上便屬於这样的地區。在中緯只有冷季才下雪，而落下的雪在夏天便融化，因而这裏只能形成暫時的雪覆盖。在熱帶和赤道帶，除了高山上以外都沒有雪覆盖，因为低空气層的溫度在这些地區經常高於 0°。雪在地理景观中其所以具有顯著的作用，是由於雪能够堆積，可以保存得相当久。雪的持久性主要依气候条件和地形为轉移。溫帶和兩極地帶的雪覆盖在一年好幾个月中不但对於自然，而且对於國民經济有很大的意义。雪覆盖的持續对許多地理現象有影响。由於雪覆盖的導熱性很差，土壤在冬天便可以免於凍結，因而有利於植物的發育；春天也是一样：積雪融化，土壤中水分也充足了。同時雪覆盖具有特別大的反射能力。剛落下的雪可反射 70% 到 95% 的太陽能，因而使气溫大大地降低。雪覆盖还改变交通網，使夏天不能通过的地方在冬天可以通过。再者，沼澤和湖泊盖上了厚層的雪以後，便能使不平的地形得以修匀。

苏联全國都处於有週期雪覆盖的地帶。但是雪覆盖的久暫，雪覆盖性質和特徵則隨各个地區而不同。在最北部以及在山嶺上，雪覆盖全年可保持 10—11 个月而不融化，有些區域甚至終年不融化，但同時南部和西南部的雪則不能形成穩定的雪覆盖。此外，雪覆盖的厚度和密度也很不一致。

§ 221. 山上的雪線及其確定的方法

山上的雪覆盖並不是均衡一致的，其厚度和層位的久暫依下列情况为轉移：山嶺所处的气候區，斜坡与風向的關係，山嶺的絕对高度，以及斜坡和山嶺的性質。山嶺地區中常有雪崩發生。冬季堆集的雪沿斜坡爬升，而在变成了陡坡以後，便以雷霆万鈞之勢倒塌下來。有時在山中听到很多的劈拍声，呼嘯声，那便是巨大的雪团在沿山坡滑走下墜，常常要埋掉整个村莊，毀滅森林和耕地。1902 年在卡兹貝克（Казбек）區① 發生了巨大的雪崩，塌下來的雪達 70,000,000—75,000,000 噸。在高加索，阿尔卑斯这一類的山地，雪崩頗为常見。阿尔卑斯山中每年雪崩達 700 次。

雪線或雪界線是一条界線，在它之下雪便融化，而在它之上終年積雪。在雪線以上落下的雪量大於可能蒸發或融化的雪量，於是雪便在这裏積藥或堆積。离赤道越近的地方，雪線的位置越高；反之，离極地越近，雪線越低。有時在雪線之下也可能發生雪的堆積。在隱蔽的山坡、細谷以及窪地，落下的雪每來不及融化，集成雪斑。雪斑的下限有一个名称，叫做山理雪線（орографическая снеговая линия）。我們常把气候雪線当作主要的雪線，而山理雪線可以低於主雪線或气候雪線達數百公尺。

---

① 譯註：在高加索。

§ 222. 確定雪線高度的方法

確定雪線高度以用航空攝影和大比例尺地圖的方法最为簡便。雪的堆積區具有凹形的横断面，而从山上下降的冰川則具有凸形横断面。因此積雪區的等高線从山坡便逐漸轉变，到了冰川部分轉为向上凸起。从山坡到冰川的等高線到了冰舌部分便弯曲起来，沿冰川向下凸出。要確定雪線所在，只須找出从一种断面变到另一种断面的那条等高線便行了(圖 138)；然後只要根据等高線數出这条線的高度，便得出雪線的高度。

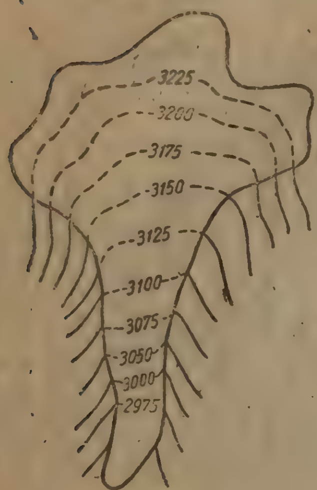


圖 138. 測量雪線的方法。

§ 223. 雪線的高度和气候及其他因素的關係

在山地，雪覆盖層的下限起伏如波狀線条。它的高度和位置決定於气温，降水量，斜坡向陽的情况，風向和風力，和山坡的陡峭程度等等。气温有很巨大的作用：年平均温度越低，万年雪的界線也越低。在兩極地區，雪線差不多位於海平面。熱帶地區的雪線則升到 6,400 公尺的高度。

除气温外，降水量也有很大的重要性。气候越乾燥，万年雪的界線越高。例如万年雪覆盖最高的地方不在赤道，而在熱帶高压區。这就是因为那裏的气候較乾燥。又如高加索山脈的西面山坡气候潮濕，万年雪界線位於 2,700 公尺高度的地方，而在东高加索區域气候远較乾燥，雪線乃高達 3,600 公尺。

山坡的朝向对於万年雪線的位置有重要的關係。北坡的雪界線通常較南坡为低。这个規律幾乎沒有例外，对於所有山嶺羣都可適用。据观測的結果，南北山坡雪線高度的差別可達 700—800 公尺(例如帕米尔山脈彼得大帝山嶺即是)。

研究雪線必須估計到地形的性質；陡峭山坡上的雪比高原上的低些。山地中央部分的雪線一般比边緣區要高些。这是由於潮濕的風在越过山脈時分出大量的水分於外部各山嶺。雪線的位置很不固定，主要依气候条件而定。一个地區的气候条件如有改变，万年雪的界線便要隨着它改变。

气候要經歷週期性的变化，其原因直到現在还沒有弄明白。过去歷史時期中曾观察到有時候变冷，有時变暖，而每次变化後要延續一个相当長的時期；此時雪線的高度也要隨气候而变動。

§ 224. 雪变为冰雪和冰

降到山嶺上的雪要經歷一系列的变化。白天，雪在表面融化，雪水滲透到深处，把雪的表面再蓋上一層冰殼。同時雪往下座陷，变得結实些。由於陸續降水，雪層漸漸变厚。上層的雪压在下層之上，把下層的雪压緊了，於是雪覆盖慢慢地成为粒狀結構，变为冰雪(фирн)。在气候寒冷

的地方，雪幾乎不融化；这裏冰雪的形成是由於昇華作用，也就是由冰直接蒸發为水汽及由水汽結晶为冰。山嶺地區的固体降水常常不是雪，而是霰。而这种降水到了地面以後馬上形成粒狀的冰雪覆盖。当然，这一層覆盖在融化和压力的影响下还是要变形，要重新結晶的。

不論冰雪是如何形成的，它總是呈粒狀，通常帶有層理，和薄冰間層交相叠置；这些薄冰間層卽埋藏了的硬冰殼。較厚的冰殼則是雪在夏天不断融化的結果，这样便把冰雪分为一年一年的層次。顆粒的平均直徑是 0.7—1 毫米，往下層漸漸增加。顆粒有時凍結成团，成为單独的聚結物，变得結实些。冰雪聚結物在山嶺中佔去了巨大的空間。它們通常位於可以堆積雪的負地形。这些冰雪聚結物有一个名称，叫做冰雪盆地或冰雪原。冰雪盆地的表面總是呈凹形。許多裂隙把冰雪原分割，其深度可達 100 公尺，但裂隙的表面則仍盖有薄層的雪。这些隱藏的裂縫对於旅行的人有很大的危險。裂隙之所以產生，是由於冰雪盆地的底部不平所致。

冰雪越來越結实，越來越緊，漸漸地乃变为冰雪冰，也就是不透明的、由於有气泡而呈白色的冰塊，後來再变为冰川冰。冰川冰和冰雪冰一样，也是具有粒狀結構。顆粒的大小很不一致，小的如小彈丸，大的如蘋果；越靠近冰川的末尾顆粒越大。冰的每个顆粒都是晶体。冰川冰呈天藍色，而且透明，这与冰雪冰不同，而且由於冰塊变緊，其中空气逐漸消失，冰川冰也較冰雪冰緊密些。夏天山嶺中常常可以听見特有的坼裂声，这是由於气泡脹大而使冰破裂所致。这样一來，所有集中於冰雪盆地的雪和冰都从位於表面的雪变为冰雪和冰雪冰，而到了下層部分則变为冰川冰。

冰川冰具有可塑的特性，卽在不斷受外力的影响下有改变其形狀的能力。由於有这种能力，固体乃取得了液体的特性，乃变为可以流動了。但是只有在对冰施以逐漸的、緩慢的影响時，冰才表現可塑体的性能；如果施以急速的力量，那麼冰便成为易碎的东西了。

§ 225. 冰川產生和存在的条件

由於重力的影响，由於冰所固有的可塑性，冰川冰乃開始沿山坡向下流動，降到雪線以下很远的地方。当冰流从冰雪覆盖下爬出來，然後沿山坡远远地降到較暖的地區時，它的質量便漸漸消耗。这样一來，我們可把冰川地區分为兩个不同的地帶：冰川給养帶（卽冰雪盆地）和冰川地帶（卽冰川本身），後者也就是位於雪線以下的融化地帶。冰川和給养它的冰雪盆地之間的界線叫做**冰雪線**；这条線常常和雪線脗合。由此可見，冰川的給养源泉便是雪線以上的冰雪堆積，而後者又是从大气的固体降水形成的。

各地冰川的大小和厚度非常不一样。烏拉尔有些冰川長 100—200 公尺，而天山的伊內耳切克（Иныльчек）冰川長達 65 公里；最後，在格陵蘭和南極洲則到处都是冰覆盖。冰川的厚度也是不一致的。例如，据測量的結果，捷拉夫尙（Зеравшанский）冰川[1]厚 200 公尺，挪威的冰川的厚度为从 20 到 300 公尺，而格陵蘭的冰覆盖厚達 1,000—2,000 公尺。冰川的厚度是用地球物理的方法測定的，主要是用回声測深儀。

---

① 譯註：在塔吉克捷拉夫尙山脈。

冰川从自己的給养區移動，然後愈走越远，此時便具有了独立性和独立的生命，虽然它仍和自己的給养區緊密地联在一起。通常把‘冰川’这个名詞瞭解为从大陸上產生的冰，是大气降水所形成的，而且具有能运動的特性。有一門專門的科学來研究冰川，研究它的生命，它的發生，及其对於地球表面和地球生命的影响；这叫做**冰川学**。

溫度和降水量是影响冰川的發生和影响它的生命的主要因素。如果有足够的低溫和足够的濕度，二者的相互作用便造成冰川產生的条件。很低的气溫不能促進冰川的形成，因为在这种情形下，空气的濕度微不足道。在北極地區冰川作用最發達的地方是靠近暖流和气旋發達的地方，气旋一面把降水帶來，一面把大陸性气候改变了。

地形对於冰川的產生和冰川的形态也有大的影响。在阿尔卑斯型的山嶺中，尖的山巔上看不見雪，雪只積在山巔之間的低处。平緩和微凸起的山嶺容易使雪聚集。由此可見，冰川的形成与气溫，降水量和地形有不可分的關係。冰川的最主要給养來源是大气的固体降水，而山嶺中固体降水可達非常大的厚度。

§ 226. 冰川的融化

冰舌是冰川物質的消耗區。冰川不但融化，而且蒸發，視其运動的程度而定。冰的融化不但發生於冰川的底部，它的表面也是如此。冰川底部的融化係由摩擦所引起；有了摩擦，在底部便形成了一大片溪流網，这些溪流到了冰川的尾部才流出表面。

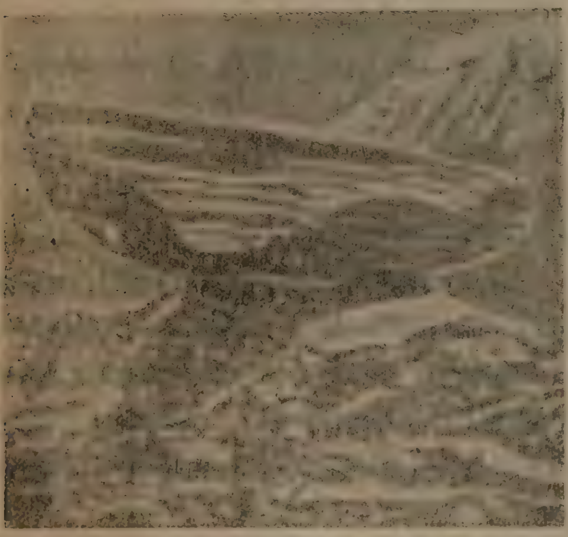


圖 139. 冰桌。

冰川的表面不但从大气得到熱量，而且也直接从太陽輻射得到熱量。斜坡的向陽情况对於冰川融化的强度影响頗大。在南面山坡上冰的融化远較北山坡为强烈。如果山坡上沒有雪覆盖，便要比冰川表面吸收較多的熱量，这样要使臨近的冰川部分变暖，因而使冰川的兩側融化得快些。所以冰舌的横断面通常呈凸起的形态。其次，冰川的表面常常有大的石塊，这些石塊使其所遮住的冰难於融化，而它們周圍的冰因融化而下降，於是在已融去的冰面之中留有一些小冰丘，上面冠以石塊，这便是所謂冰桌或冰菌（圖 139）。在各冰桌之間有小溪流，匯成小的湖泊和水塘；同時，水也沿裂隙流到冰川的內部。所有这一切融化水的水流匯在一起便形成河流。

§ 227. 冰川的類型及其分佈

由特殊气候和气候条件所引起的冰川在形态、成因和發展上非常不一致。现代的冰川覆盖可以分为兩种類型：**大陸冰川**和**山岳冰川**。

南極洲，格陵蘭，以及北美洲，歐洲和亞洲的若干極地島嶼都为整塊的大陸冰所覆盖，其分佈的面積和冰的厚度都是很大的。大陸冰川作用有一个名称，叫做格陵蘭型冰川作用。

格陵蘭型冰川由於厚度很大，把所有的地形都盖住了，因而地表好像埋藏在一大層冰之下一样。这样的冰川其表面一般是平坦的，通常向边緣傾斜。在有些地方，主要是边緣部分，有好些屬於原來地形的孤独岩石突出於冰面之上，这叫做冰原石山(нунатаки)(圖140)。冰原石山的現象表示冰覆盖在縮小。大陸冰又有些个别的冰舌降到海裏，拆断了便成为巨大的、漂浮的冰山(見圖81)。

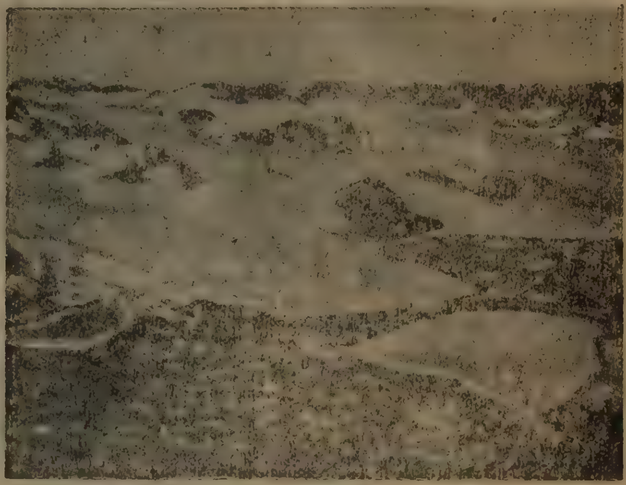


圖 140. 冰原石山。

山岳冰川在給养条件、形态、大小各方面都和大陸冰川不同；可别为下列各類：

雪山(снежники) 这是指山嶺斜坡上或山脊上凹地表的冰雪聚結物。这是雛形冰川，如果冰雪繼續堆積，便可以形成冰川。在圖上我們用長圓形的斑點羣來表示。

冰斗冰川 雪每每聚結在山坡上的冰斗① 中。冰斗冰川通常是普通類型冰川的殘跡，呈圓形，或不規則的形态。冰斗冰川是阿尔泰、烏拉尔和其他山嶺的特色(圖141，142)。

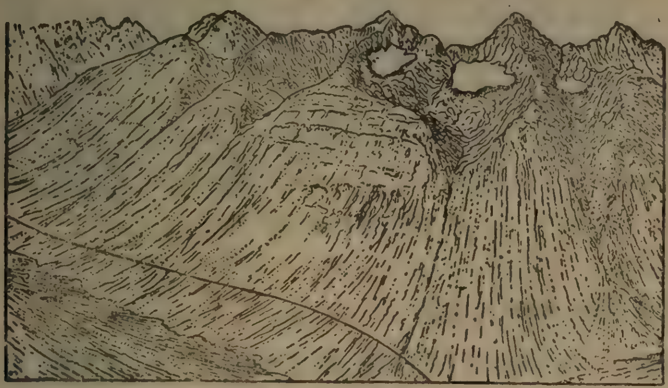


圖 141. 冰斗。

阿尔卑斯型冰川或山谷冰川 这一類冰川的給养區是位於頂峯間有如冰斗形凹陷处的冰雪盆地，而冰舌便从冰雪盆地流下來。这种類型的冰川是阿尔卑斯、高加索和其他山地的特色。山谷冰川有些比較簡單，有些比較複雜。簡單的山谷冰川是成直線伸長的冰舌；複雜的則是好些簡單的冰川系匯流在一起，在平面圖上有如一株分枝的樹。山前冰川也是複雜型山谷冰川之一种。这是一系列的冰川，其尾部降到平面後匯合在一起，形成一个冰盾。这類山前冰川是阿拉斯加的特色。俄罗斯人最先在阿拉斯加研究和記述这种冰川。

---

① 冰斗是冰川在山嶺中所造成的、獨特的凹陷地形。它們嵌在山坡頂部的深窪处，在形式上有些像加大了的露天劇場，有高的、陡峭的石壁从三面(背面和兩旁)圍繞着。

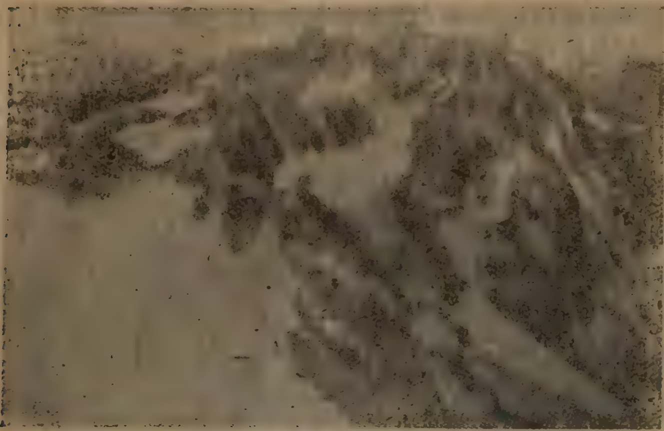


圖 142. 冰斗冰川。

土耳其斯坦型冰川　这是退化型的山谷冰川。作为它們給养區的冰雪盆地已不復存在，或者已不發育；其主要給养來源是靠雪崩和降雪。这种冰川在帕米尔和中亞細亞其他山系中可以看到。

斯干的那維亞型冰川　这是指万年雪和冰全面地覆盖着平緩的山頂，形成凸起的冰帽，而冰舌沿陡峭的冰川斜坡向四方八面分枝。斯干的那維亞型冰川又称为‘冰盖’(ледяная шапка)，其典型分佈的區是挪威、冰島和北地島的古老山系。在这些地方，一个冰雪盆地可以供养幾百个冰舌。

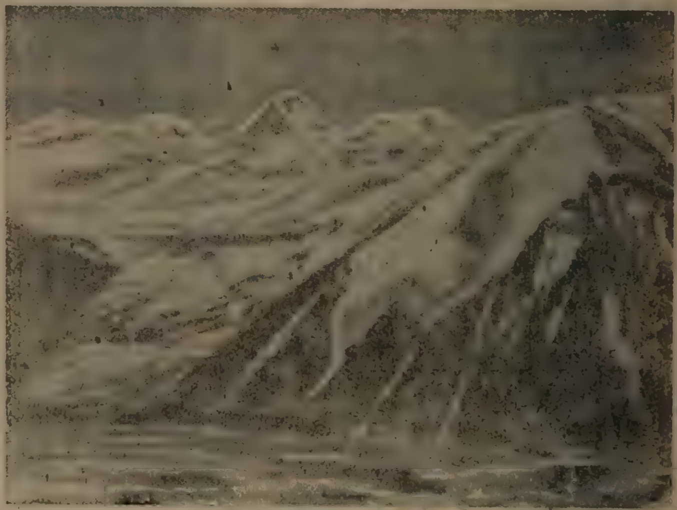


圖 143. 苏联北方的冰川。

地形对於各种冰川類型的形成有重要的意义。割切的、陡峭的地形是阿尔卑斯、高加索和其他幼年山嶺的特色，因而雪的堆積集中於凹地或冰斗，形成冰川的給养區。从山頂上下降的雪崩也常常使給养區得以充实。在斯干的那維亞的山嶺中山頂具有高原形式的波狀表面，这样可以聚集大量的雪(圖 143)。

§ 228. 冰川的运動

‘万年’冰和雪事实上不断地在运動着。冰川从山上爬下來，不断地消耗於融化和蒸發，然後又从冰雪盆地得到補充。冰川冰使山地的河川和溪流得以源源不絕；冰川流到海裏便形成冰山。这些不断消耗着的物質又从山嶺和大陸上的固体降水得到補充，形成新的冰雪層和冰層。当气候条件有了改变以後，一个地區的冰川覆盖可以完全消失。这样，‘万年’冰的概念只有非常相对的意义。

冰川的运動比流動的水慢得多。高加索冰川的流動速度是每年从 10 公尺到 130 公尺，平均每晝夜 0.1—0.2 公尺。阿尔卑斯冰川的速度稍大，平均每晝夜 0.3—0.4 公尺。騰格里山羣的冰川运動得很快，每晝夜从 1 到 3.4 公尺(伊內耳切克冰川)。

確定冰川速度的方法是:把塗了彩色的石头或把木樁鋪設在冰川的橫面,然後刻下它們的位置①。过了一定的時候,再把它們的位置刻痕一次,这样可確定每一塊石头移動了多少。我們如把石头所經的路程除以兩次观測所隔的時間(以日計),便可確定其晝夜运動的速度。其次,因为每塊石头隨着冰川的运動而移動其位置,当我們第二次刻痕時会發現原來一橫列的石头已逐漸沿山谷向下彎曲,成为一条向下凸出的曲線。这就說明冰舌中部运動的速度最大,由中部向边緣速度逐漸減小。这是由於冰川和山谷斜坡的兩岸發生摩擦所致。如果冰川槽坡度越大或冰川的質量越大,其流動的速度也必然越大,这是完全可以理解的。冰川的速度从表面到底部逐漸減小。目前已多數採用特别的儀器來確定冰川的速度。

冰川在运動時要發生許多深的裂隙。如果冰川是从窄狹的山谷走向寬闊的山谷,則要產生縱的裂隙。其次,在冰川的边緣部分要形成兩傍的裂隙,这是由於冰川中軸部分的速度大於沿岸的速度。此外,因为山谷常有急驟的凹下階梯,冰川运動時遇到这些階梯便要下降,因而碎裂,而在急剧的弯曲处乃造成橫的裂隙。这种裂隙可以深達 250 公尺。

从山上流下來的許多冰川能够匯为一体,但同時每个冰川还能在匯合以後保持自己的个性,一直到运動的終了为止。冰川匯合以後,中磧[見下文 § 229——譯者]便成为各冰川之間的界線;这条界線幾乎要一直貫徹到山谷的底部。有時兩条冰川匯合以後成为兩層,一条在上層,一条在下層,而上層的冰川沿着下層冰川的表面流動,不过这种情况比較少。

由於气候現象的關係,冰川尾部(也就是冰川的末端)的位置常有改变。这种改变通常可分三种:季節的变動,週期的变動,和長期的变動。

冰川由於有給养區流來的物質才能發生运動。如果流來的物質多於其所能融化的物質,那麼冰川便会沿山谷降得低些;如果流來的物質少於其所能融化的物質,那麼冰川便要漸漸地变短,沿着山谷往後退。这些运動叫做冰川的前進和後退。冰川在冬天是在前進的,因为冬天的融化沒有夏天那麼厲害。冰川的週期变動是非常複雜的現象。这首先要依气候条件、气溫和降水量为轉移。降水量越大,冰舌下降越低。当然,進入給养盆地的固体降水量要一步步傳到冰川的末尾是很慢的。假定冰川的長度是 10 公里,那麼从冰雪盆地流出的物質要經过一百年才能到達冰川的尾部。物質推進的速度当然要依盆地的面積和冰舌面積二者間的对比關係为轉移。

气溫条件对於冰川的影响还沒有完全弄明確。根据高加索和阿尔泰山各冰川經常的观測結果,如果夏季的溫度越高,那麼冰川下降越低;夏季溫度越低,冰川便後退得越高。这是由於高空气团垂直上升的緣故:空气增溫越多,它便上升越高,因而在山頂便有大量的水分凝結,这便使冰川得到丰富的給养;反之,空气增溫如較少,則冰川的給养也要少些。

冰川末端运動的幅度很不一律。在阿尔卑斯和高加索,冰川長度的年变係在 5 公尺到 80 公尺之間。但阿拉斯加的大太平洋冰川在 34 年內竟縮短了 25 公里,每年後退的長度在 382 公尺到 2,292 公尺之間。

除了週期性的变動以外,还有所謂長期的变動;这种变動顯出陸地冰川作用的一般性質。冰川或是各处都在發達,或是各处都在收縮,以至於消失。例如目前幾乎每一处的冰川都在後退,而在第四紀的初期,陸地曾經有很强烈的冰川作用。

---

① 譯註:指刻痕於冰川的兩岸。

§ 229. 冰川的活動

冰川的產生和發展決定於气候；同時，冰川也成为表示气候变化的指标。冰川对於地表產生巨大的影响，造成非常特殊的地形和特别的岩石，而且冰川的出現也改造了气候，使其变冷和变得乾燥。沿山坡移動的冰川要破坏和創出一些山谷，搬运一些碎塊。所有这些和冰川一起移動的零碎物質，从最小的灰塵以至石塊，都叫做**冰磧**。冰磧按照其所在的位置可以分为底磧（或下磧）和表磧，內磧和尾磧；而表磧之中又分为側磧和尾磧（圖 144）。下磧係由於冰川与山谷底部發生摩擦而成。冰川沿山谷爬行，使尖角的碎塊一起滾動，並搗碎它們，使其变为各种大小的礫石和沙，以及粘土的微粒。內磧原來是掉在冰川表面的碎片，後來为冰川所吞沒，乃成为內磧。当兩个以上的冰川匯流時，也可以形成內磧；此時底磧和側磧也匯合，遂成为內磧。

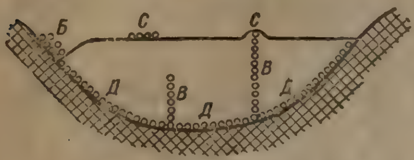


圖 144. 冰磧的分類：
Б—側磧； Д—底磧； С—中磧；
В—內磧。

冰舌上面常常有从山谷斜坡掉下來的岩石碎片；它們主要聚積在冰川的兩側，沿冰川的边緣延伸，成为一个連續不断的行列；这便是側磧，当冰川匯流時側磧也匯合，形成中磧。有時我們可以从冰川表面上中磧的行數判断組成这条冰川的支流數目。側磧和中磧合起來統称为表磧。有些土耳其斯坦型的冰川和山前冰川的尾部因为好久沒有移動，在冰川表面便鋪有一層相当厚的表磧。所有这些冰磧都叫做运動的冰磧，因为向下爬行的冰在經常把它們搬動。冰川把所有碎塊物質揉到尾部，在那裏堆成一道橫堤似的东西，这便是尾磧。冰川必須長期处於靜止狀态才会有尾磧形成。如果冰川後退得很快，便不会有大量的尾磧了。当冰川断断續續地後退時，便要形成好一道道的尾磧弧，这每一道弧即表示冰川有一个長時期的停頓。各道弧之間的低地常成为湖泊，或已沼澤化。当冰川後退和融化時，便把所有的冰磧物質留在谷底；底磧，表磧和內磧合起來形成一厚層冰磧覆盖，叫做**基磧**(основая морена)。因为碎塊物質沉積得很不均匀，所以造成不平的丘陵地形。基磧通常是由粘壤土的、非層狀物質所組成，大的小的堆在一起，沒有經过分选，其中甚至夾有巨礫。这些巨礫有時帶有摩擦的擦痕，而且在冰川裏滾動得很厲害。冰川的沉積除了冰磧以外还有冰川融化水的沉積，或者叫做**冰水水流沉積**(флювиогляциалные отложения)。这种冰磧具有層理，每每由砂和砂質黏土組成，其中夾有礫石或小石。冰水水流沉積是由於冰磧沉積物冲刷而成，有時幾乎和河水沉積物完全相同。由冰川融化而成的水流由於运動的關係把冲刷的物質沉積下來，在水流的出口处首先沉積大顆的物質，然後沉積較細的物質；水流流得越远，所沉積的物質便越細。由砂質冰水沉積物所覆盖的寬坦區域叫做**冰磧平原**(зандровые поля)。

在冰川末端之前每有湖泊形成，湖底則有冰融水帶來的細粒土沉積。这种沉積物形成特別的土層，即所謂条帶狀黏土。其中的層理非常有規則：每層下部較厚，係砂質；上部較薄，係黏土質。这是由於冰川在夏季融化得較强烈，所以下層是顆粒較粗的沉積，而冬天則只有細顆的黏土微粒下沉。这样，每条帶有兩層：一層是砂，一層是黏土，剛好相当於一年的時間。於是我們可根据条帶的數目來確定需要多少年才能沉積到一定的厚度。近來对於条帶狀黏土的研究發現了好

些關於間冰期歷史的新东西。

由上所述，我們可以得出一个冰磧沉積綜合体的全部輪廓。它的組成部分是一个冰舌盆地，好幾列尾磧沉積物，以及一大片冰水水流沉積地。冰舌盆地的表面已沼澤化，夾有很多湖泊，而且滿佈着沉積得不均勻的基磧（圖 145）。

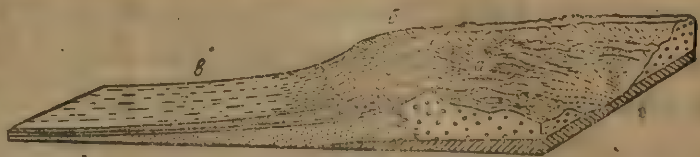


圖 145. 冰川綜合体：
а—冰舌盆地的基磧； *б*—尾磧； *в*—冰水沉積。

§ 230. 冰川的侵蝕

沿山坡下降的冰川必然要劃出一条谷道，破坏地表。由於冰的厚度極大，其对於冰川槽的压力乃引起高度的破坏。加之冰層中还凍結有許多碎石塊和巨礫，这更加强了冰川的破坏作用。

由於冰川的运動，冰川谷底突出的岩石乃逐漸修勻，变为圓頂形的丘陵，其上滿佈擦痕。这种丘陵如果單独存在，則要为冰川所磨光，它們叫做羊額石。如果表面是波狀岩石，則冰川要將其修勻，这叫做波紋岩（курчавые скалы）。在古代大陸冰川作用的區域整个山脈就这样修勻或磨光了，而这种波紋岩或羊額石地形是苏联歐洲部分的西北區——科拉-卡累利亞地塊（Кольско-Карельский массив）和芬蘭一帶的特色。



圖 146. 冰川槽的圖式：
А—冰川槽； *Б*—冰川； *В*—側冰川。

冰川所經过的山谷具有独特的形式。首先，冰川谷的坡度並非到处均勻，有時甚至还有逆坡。冰川谷的横断面呈槽形，其兩面的斜坡下部較陡，上面比較平緩，称为谷肩；有時山谷的斜坡具有好幾个谷肩。这种類型的冰川谷叫做槽形谷或冰川槽（трог）（圖 146）。还有，主冰川支流的谷道常常高懸於主谷底線之上，形成懸谷。

§ 231. 古代的冰川作用

現代冰川作用的地區佔地球表面的面積達 16,000,000 方公里，約为陸地面積的十分之一强。在南極洲，歐、亞、美三洲北部諸島以及地球各处高山山頂都有万年冰雪的覆盖。僅僅在苏联，万年冰雪所覆盖的面積即達 55,000 方公里。如果現在地球上的冰塊全部融化，則海平面要上升 50 公尺。

地理学家对現代地表地形作了詳細研究以後，確定了曾有一个時期万年冰雪所覆盖的面積比現在还要大，而山地的冰川作用也远較今日为劇烈。即是在目前看不到一點兒冰川的地方，也發現有冰川沉積和由冰川作用所造成的地形。这就是說，今天的冰覆盖只不过是古代冰川覆盖的殘蹟而已。因此我們推測冰川作用並不只是現代的現象，不只是在第四紀才有，而是在远古的時期便已經存在。

我們可以根据兩類的标誌來判断古冰川作用的存在：地質标誌和地貌标誌。

地質标誌首先是指远古的冰碛沉積以及为当地地區所沒有，而係从其他地區漂來的巨礫，即所謂漂礫。当然，我們不能單从这些來確定冰川沉積，而必須把所有的地質和地貌标誌一齐拿來研究，因为未經分选的沉積物也可能是由一時的山地河川所造成的，而巨礫可能是春水氾濫時所帶來的。假使我們可以肯定地確定它們是冰碛沉積，第二个問題便是要確定該地域冰川作用的大小。在兩層冰碛之間我們常常發現一些形成物，如埋藏了的土壤、泥炭沼、古冲積層等等；这些便表示有間冰期的存在。除了冰碛以外，条帶狀黏土以及冰川融化水所帶來的厚砂質沉積也是古冰川作用的十足証明，前者在列寧格勒省和芬蘭都可以見到。

冰川作用的地貌标誌是指冰川的破坏活動和堆積活動所造成的地形。前者如羊額石、波紋岩、冰斗、槽形谷等；後者如沉積得不均匀的基碛所造成的丘陵地形，以及一列列的尾碛等。

研究了現代地形以後，我們可以確定在歐洲北部、西伯利亞和北美洲都有古冰川作用的痕跡。

於是我們可以說，在第四紀的開始，大陸上的冰川作用已經从幾个中心擴及於廣大空間。据推測，当時为冰所覆盖的陸地面積約有 38,000,000 方公里，即大約为陸地面積的三分之一。而从冰碛沉積的性質又可確定冰川前進了好幾次。歐洲的冰川作用的三个中心是斯干的那維亞山脈，烏拉尔北部和新地島，和不列顛羣島。当時强大的冰川从这三个中心爬下來，幾乎覆盖了东歐平原和歐洲北部的所有地區。可以說，当時冰川覆盖了歐洲的大部分地域。

在第四紀中接着还發生了幾次冰川作用，各次之間有間冰期。不过我們很难確定每一次冰川作用的開始和終結，因为冰川的边緣一直在变動，時而後退，時而前進。而且我們很可能把同一条冰川的前進和後退階段当作兩条冰川。因此，学者們对同一地區中冰川作用的次數並沒有一致的看法。至於苏联歐洲部分則已確定了有三次冰川作用的痕跡。最古的一次發生於第四紀初。但該次冰川作用的界線却不能確定。根据奥喀河畔一个名叫利赫文(Лихвин)的城區［該城今名切卡林(Чекалин)］① 的資料，我們可以確定該次古冰川作用確实存在；因此，这个第一次冰川作用即名为利赫文冰川作用。

第二次冰川作用範圍最廣，名为德聶伯冰川作用。它的南界从西歐的萊茵河口伸到德國中部山脈，然後到克拉科夫(Краков)、耳沃夫(Львов)、沃倫斯克新城(Новоград-Волынск)、希托米尔(Житомир)、克烈門楚格(Кременчуг)，再往东它的界線便沿德聶伯河降到德聶伯彼得罗夫斯克，在圖拉附近从北边环繞中部俄罗斯高地，然後下降到頓河的右岸，直到牝熊河(р. Медведица)河口，再上升到苏拉河口，基罗夫城；然後沿北緯 61° 向东往烏拉尔。冰川在边緣區的厚度不足以覆盖中部俄罗斯和伏尔加河沿岸高地，只能填滿德聶伯河和奥喀河-頓河窪地，組成兩条向南的冰舌，一条是德聶伯河冰舌，一条是頓河冰舌(圖 147)。

第三次冰川作用名为瓦尔戴冰川作用。它的範圍包括斯干的那維亞半島、芬蘭、德國北部和波蘭北部。它在苏联的界線从明斯克以南到斯摩稜斯克以北到伊凡諾伏，然後再从那兒向东北

① 譯註：在莫斯科之南，圖拉之西。

上升，直走烏拉尔北部。

古代冰川作用对苏联歐洲部分北部和中部地區的地形曾起了决定性的作用。在西北部，冰川作用在科拉-卡累利亞地塊地區和芬蘭地區，也就是在冰川往下走的地區把那兒的地形修匀了，造成了羊額石、波紋岩，也劃出了冰川窪地，因而造成了湖泊。在沉積的地區則多丘陵-冰磧地形，沿着最後一次冰川作用的南界則有成列的尾磧地形。最後，在冰川界線以南的低地，冰川



圖 147. 俄罗斯平原最大一次冰川作用的界線。

融化水造成了砂質的沉積，卽冰磧平原。但在古代冰川冲積的區域（德聶伯冰舌）丘陵的冰磧地形却沒有留下来，而为最後一次的剝蝕作用所夷平了。在这裏，古代冰川作用的遺跡只剩下了重新冲刷了的和重新沉積的冰磧，其中夾有結晶岩的大小礫石。

与大陸冰川發展的同時，山嶺地區也發展了自己的冰川作用中心。

現代冰川理論的創造者是有名的俄罗斯地理学家 П. А. 克罗泡特金。自从他的著作‘冰川期的研究’在 1876 年出版以後，西方学者用以解釋冰川作用沉積物和地形特點的一切其他学說便

沒有什麼價值了。

第四紀冰川作用之所以發生，是由於地球上到处起了气候变化。至於气候为什麼变化，則有好幾种学說來解释。我們可以把所有的学說分为兩類：从地球來解释的学說①和从宇宙來解释的学說。在前一類之中，有些認为地球变冷是由於地殼的垂直运動和水平运動以及海陸的某种对比關係，有些則認为是由於在地球生命各時期中大气組成起了变化。他們認为大气中如果二氧化碳增加，地球上的气候便要变暖，因为二氧化碳阻住了地球所輻射的熱。

其他的学說則用地球軌道的改变來解释。他們說，地球运行的軌道也許本來接近於圓，但是越來越像橢圓了。地軸的傾斜度也有週期性的改变。於是地球上的气候条件也隨之变化。

从宇宙來解释的学說則認为地球上气候的变化与太陽的直接活動有關。由於太陽的輻射起变化，地球上遂有冷熱時期的交替。

§ 232. 在地形圖上表現冰川

把万年冰雪在地圖上正確地表現出來在学術上和实踐上都具有重大的意义。如果在地圖上沒有正確的資料可資参考，要研究冰川运動的性質，冰川的發生和發展便非常困难。例如我們要利用某些冰川作为通到隘口的道路，而且在高山區域它們是唯一維持交通的道路。目前在地圖上表示現代冰川綜合体的方法是用冰川、冰雪原和冰碛三种标記。但是这些标記是不够的，因为万年冰雪的形式很多。例如在冰川上行動時最大的障碍莫过於裂隙。这些裂隙可以寬到20—30公尺，深達250公尺。横过冰川的裂隙總是產生於冰川的同一地點，即在冰川橫梁的地方（相当於河床上的石灘），所以繪圖時只須把裂隙的这一段标記出來，这是非常方便的。在冰雪原的边緣部分也有裂隙產生。在冰川的表面則可以碰到湖泊；它們常形成於同一地點，也就是冰川槽下凹的地方，所以把它們繪在圖上也是可行的。

① 从地球來解釋的学說即以地球的各种狀态和位置为依据。

第六章　生物圈

地表是發生在自然界中一切現象和地理环境一切要素的作用和相互滲透的圈層，因此‘地表应作为地球的特殊地理外殼來研究，它不同於其他外殼的地方在於：岩石圈、大气圈、水圈和太陽輻射在这裏進行着最密切的相互作用和相互滲透。这个新外殼的上限可以認为是大气圈帶，下限可以認为是岩石圈的下部，卽一切外殼的相互作用都停止進行的那一部分。’

有机界是地理环境不可缺少的一部分，並且構成了一个特殊的外殼，卽**生物圈**，它与整个地理外殼处於緊密的相互联系和相互滲透中。地理外殼的观念和生物圈的观念是不可分的。

地理环境的概念中缺少有机界是不可想像的，正好像脫离周圍的条件來研究生物是不可想像的一样。生物圈在地球生活中的意义很重大。下面的事实便足以說明这一點：只有植物才能由 CO_2 中分离出氧气，至於 CO_2 則可由燃燒、腐朽和呼吸的方式獲得。如果沒有植物，全部的氧都会参加化合物的組成，游离氧便不存在了；也就是說，生命便不存在了。因此，如果沒有植物，動物和人類便不能生存。組成地殼的岩石，如煤、泥炭、石油、石灰岩、白垩等都是生物活動所創造的。

生物圈中的生物可分为兩大類：植物和動物。

在研究生物圈以前，讓我們先來研究土壤層，因为它是岩石圈、生物圈、水圈和大气圈相互作用的結果。

§ 233. 土壤層

地球上陸地疏鬆的、具有肥力的表層叫做土壤。俄罗斯学者 B. B. 道庫恰耶夫、П. A. 科斯狄切夫 (Костычев) 和 B. P. 威廉士 (Вильямс) 創造了土壤科学，这是一个很大的功績。

B. B. 道庫恰耶夫第一次証明了：土壤不是岩石，而是特殊的、独立的自然体。同時他認为土壤形成有賴於下列五个因素：(1)母岩，(2)動植物有机体，(3)气候，(4)当地的年齡，(5)地形。B. B. 道庫恰耶夫關於土壤形成的五个因素的这个著名学說直到現在还沒有失掉它的意义。道庫恰耶夫指出了土壤对於植物羣的依賴性，並確定了土壤地帶性規律。由此可見，道庫恰耶夫应認为是現代土壤学的創造者。道庫恰耶夫学說的繼承者俄罗斯学者 П. A. 科斯狄切夫、B. P. 威廉士、C. C. 涅烏斯特魯也夫 (Неуструев)、Л. И. 普拉索洛夫 (Прасолов)、К. Д. 格林卡 (Глинка) 等都是俄罗斯著名的土壤学家，他們發展了土壤学說，並且对土壤学有許多新的貢献。

П. A. 科斯狄切夫被称为“俄罗斯土壤学的第二个創始者”。他第一次提出了土壤肥力的概念：“土壤肥力决定於土壤的物理性和土壤中成植物易吸收形态的植物灰分和氮素的組成部分的含量”。此外，П. A. 科斯狄切夫第一次指出生物因素对於土壤形成过程具有巨大的影响。他把他全部的科学活動都献給發展土壤形成的生物基礎和提高土壤肥力的方法。他的功績也在於：

他第一次提出草田輪作制为保存土壤結構和防止土壤侵蝕的方法，因为‘只有多年生牧草才能使我們有办法把土壤肥力保持在一定高度，並使我們經常得到穩定的產量。’

B. P. 威廉士吸取了道庫恰耶夫和科斯狄切夫学說的精華，創造性地發展了这个学說，並創造了土壤学的新的生物路線。威廉士給土壤下了一个新的定义："土壤是地球陸地表面疏鬆的、能够生長植物的表層"。土壤和母岩不同：土壤具有肥力，而母岩沒有肥力。植物为了生活需要水分和养料，農作的任务在於在植物的全部生活过程中供給植物可以吸收的水分和养料。土壤学的任务在於研究土壤肥力的發展和製訂出探討獲得最大肥力的耕作制。B. P. 威廉士根据馬克思学說的原理，創造了所謂草田農作制，即正確地輪种牧草、正確地耕作、有計劃地施肥和种植護田林的制度。这个制度的任务是始終不斷地提高土壤肥力。"这个任务——B. P. 威廉士說道——也是有計劃的社会主义國民經济不同於腐朽的資本主义經济的重要标誌"。

外國科学在確定土壤概念時係站在完全錯誤的立場上。西歐和美國科学把土壤看作是岩石，認为是風化產物与有机体殘餘和植物殘餘分解產物的机械混合物。由此可見，歐美科学家把土壤看作是惰性体。他們只研究土壤的化学成分，而不注意它的生物过程和生物-化学过程。土壤肥力僅作为土壤許多性質之一來進行研究，而不是作为土壤的基本性質來進行研究。外國科学直到最近才採用了 B. B. 道庫恰耶夫的思想。

§ 234. 土壤的形成

任何岩石在地表上由於日光、熱、水分和空气的影响都会受到風化。像第三章已經指出的一样，風化作用有物理風化和化学風化。由於物理風化的結果，岩石便遭到破坏和粉碎。例如結晶岩逐漸变成礫石和砂，最後变成最小的粉砂微粒。化学風化的主要因素是水、碳酸气和氧。由於化学風化，岩石改变了化学成分，形成了在地表条件下比較穩定的、新的化合物。最穩定的化合物是氧化矽，它在地表上以砂、砂壤土、砂岩等的形式形成了大量的堆積。其他的穩定化合物是氫氧化鋁，它与氧化矽是黏土的主要組成部分。氫氧化鉄和氫氧化錳也是穩定的化合物。隨着岩石的破碎，地表上所進行的化学过程也發生变化。当微粒的直徑達到 0.0001 毫米時，固体礦物微粒便成为膠体，这种膠体具有任何固体和任何液体所沒有的特殊性質。物質的化合重新開始代替分解。由鹽和氧化物形成了複雜的綜合化合物，同時生命也移植到岩石上。有机物在土壤形成中的作用是很大的。活細胞吸收太陽能，並把它变成化学能。岩石中最初居住的是最簡單的有机体，它們由礦物微粒的分解產物中吸取养料，分解穩定的礦物化合物，並且有机体本身也進行分解，为具有較高級組織的植物出現準备了土壤条件。植物一方面由土壤取出有机質，及其死亡，又將取得的有机質歸还到土壤中，而且進入土壤中的有机質增加了，所以植物交給土壤的东西比从土壤中取得的东西还多。由此可見，土壤的礦物質和有机質的形成过程幾乎是同時進行的。从高等植物出現之時起，便開始了土壤形成过程。

有机質在土壤中以各种不同的方式進行分解。有時有机体的殘餘分解得非常慢，因而在土壤中可以辨別植物有机体的各部分，这些殘留物叫做殘落物層（войлок）。当有机物在土壤中進一步分解時，便形成腐殖質，这是土壤的有机物与礦物質的複雜化合物。腐殖質是暗色的膠体，

不能用机械的方法把它和土壤分開。在另一些情况下，分解作用進行得非常快，以致有机物在土壤中不能積累，而在細菌和眞菌的影响下，有机物可以分解为簡單的礦物質。微生物在土壤形成中的作用很大，因为它們可以把植物有机体的殘餘变成腐殖質。

固氮細菌可以使土壤增加植物生活所需要的氮素；此外，还存在有分离硫、鉄等的細菌。有些固氮細菌在豆科植物的根部形成根瘤，这些根瘤也可以使土壤增加氮素。因此，在草田農作制中也採用豆科植物。細菌和眞菌是否能在土壤中生存，要看溫度条件、土壤濕度和化学成分而定。最適宜的溫度是 30° 到 37°。因此有机物的分解在气候炎熱的地區比在气候寒冷的地區進行得强烈些。

由於有礦物和有机物分解过程，乃形成了新的物質，这种物質本質上不同於形成土壤的原生母岩。腐殖質的形成是土壤形成的重要特徵，这就造成了土壤的物理特性和物理-化学特性。

§ 235. 土壤的物理特性

土壤的物理特性包括密度、孔隙率以及对水和空气的滲透性。土壤的这些特性主要地决定於構成土壤微粒的大小。

一切土壤按照机械組成（即按照構成土壤的微粒的大小）可分为下列幾類：

分類的名称	微粒的含量(%)	
	>0.01 毫米	<0.01 毫米
粘　土	<50	>50
重壤土	50—60	40—50
中壤土	60—70	30—40
輕壤土	70—80	20—30
砂壤土	80—90	10—20
砂　土	>90	<10

此外，不管土壤的机械組成怎样，其中都可能有粉砂的微粒和礫石的夾雜物。这样在上述的分類中还可以增加一些術語：粉砂壤土、礫石壤土等。

不論土壤的机械組成如何，土壤都包括一个概念——土壤的結構狀态："土壤的結構狀态即指土壤本身不是由相同的微粒組成的塊狀体所構成，而是由大小不同的团粒所組成的，在各团粒之間形成一些空隙"。土壤形成結構的能力決定於土壤膠体化合物的膠結性。土壤的結構狀态決定土壤的含水量，即土壤能够保存水量的能力。有結構的土壤具有最適宜的水分、空气和熱的情况。水对於土壤的意义很大："沒有水，也就沒有生命"，水可以溶解固体物質，並把它們轉到滋养植物的土壤溶液中去。空气对於植物根系的呼吸是必要的。这便說明为什麼創造和保持土壤結構乃是社会主义農作的基本任务。这个任务是靠草田農作制來实現的。土壤的性質決定於下列的外部特徵：(1)顏色，(2)結構，(3)鬆緊狀况，(4)新生体（новообразование）和內含物（включение），(5)土壤剖面的構造。

土壤的顏色決定於它的成分：黑色是腐殖質產生的，紅色和黃色是氧化鉄產生的，綠色和藍色是氧化亞鉄產生的，白色是氧化矽、高嶺土、石灰和氧化鋁產生的。土壤的顏色越黑，其所含的腐殖質越多。

土壤壘結密度、土壤的黏結性（связанность）和对压碎的關係（отношение к раздавливанию）

决定於机械組成和結構。黏土具有較密的壘結。砂土較为疏鬆。有結構的土壤是疏鬆的，其黏結性不强。

由於土壤中進行的各种过程而產生的各种物質叫做土壤的新生体。在沼澤土中最容易看到氧化鉄的內含物形狀好像鉄銹的斑點和赭石膜(охристые пленки)。有時遇到含鉄化合物呈大小不等的結核① 和团塊狀。这些結核叫做硬盤(ортштейн)、鉄質層或沼鉄礦(болотная руда)。氧化亞鉄的內含物在土壤中形成藍色的斑點。有時泥炭層下部的整个土壤都帶有这种顏色，形成潛育土。潛育層通常是在飽和着水分的土壤中形成的。一切氧化鉄和氧化亞鉄都是靠微生物活動形成的。許多土壤都含有石灰質內含物，形狀像小条痕和斑點(即所謂眼狀石灰斑)或呈結核形，这些結核叫做緻密石灰結核(журавчики)，空心石灰結核(дутика)。这种土壤遇到鹽酸便發生猛烈气泡，放出 CO_2，並發出吱吱声。石灰質內含物的形成顯然也与微生物的活動有關。在中亞和其他的乾旱地區，土壤中有時可以遇到石膏晶体($CaSO_4 \cdot nH_2O$)，这是由於由鹽漬土中水中分泌石膏而形成的。土壤中有食鹽和芒硝也是乾旱地區的特徵。

土壤的另一种重要特性是阻止由水帶來的各种物質。具有这种特性的是土壤的膠体部分，它由溶液中吸收並牢牢地吸住电荷相反的离子，使离子不致被水冲去。土壤微粒把土壤中所含的同等數量的其他离子交还到土壤溶液中，以交換其所吸着的离子。由此可見，土壤具有吸收能力，这种吸收力对於植物的營养具有重大的意义。土壤一方面吸收易溶鹽類的离子，使它們免受淋溶，同時以易为植物吸收的狀态保存起來，使植物易於吸收。

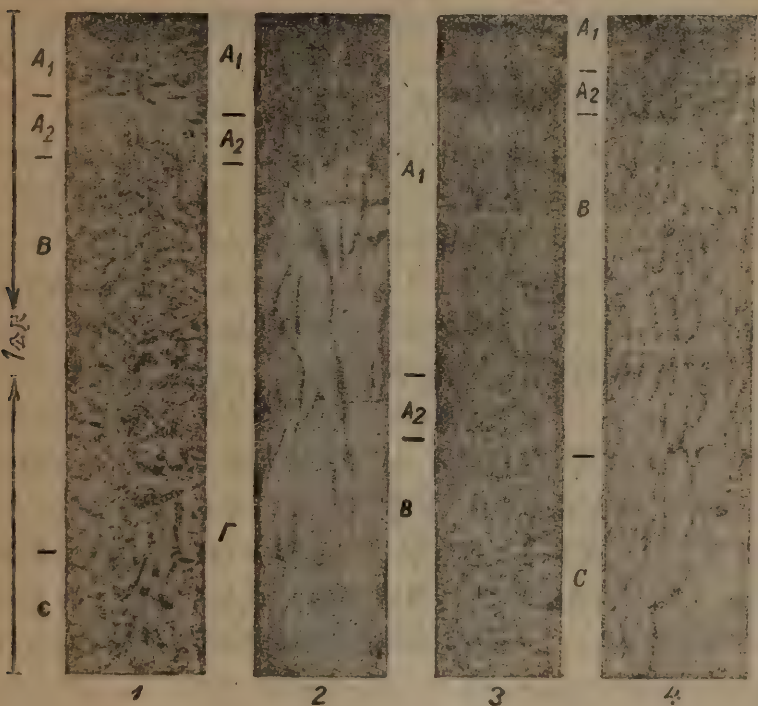


圖 148. 土壤剖面：
1.灰化土剖面；2.泥炭沼澤土剖面；3.厚層黑鈣土剖面；4.乾燥草原栗鈣土剖面。 A_1—上部腐殖質化合物積累層；A_2—中部淋溶層；B—下部澱積層；Г—潛育層；C—成土母岩。

上述的一切土壤特性都随着深度而發生变化，而且这些僅是某一土壤層的特性。由於水的搬运作用，由於礦物質和有机質的分解，土壤分为許多層，随深度而相互交替。

土壤剖面(圖 148)分为下列層次：

1. 腐殖質積累層(перегнойно-аккумулятивный горизонт)，这是腐殖質發生堆積的地方，以

① 結核是礦物形成物，它由中心向外圍生長。

A_1 表示之。

2. 殘積層(элювиальный горизонт)或淋溶層(горизонт вымывания),其特點为發生物質被冲出的过程,以 A_2 表示之。

3. 淀積層(иллювиальный горизонт)是由上層冲入物質和从下層上升物質的沉積地帶。以 B 表示之。

4. 母岩是沒有發生成土作用的一層,这是形成土壤的原始物質。以 C 表示之。

这些層的形成是由於土壤中發生的各种过程所致。各土壤層的存在是土壤不同於任何疏鬆的、机械堆積的冲積層的基本特徵之一。

§ 236. 土壤形成的因素

母岩在土壤形成中起着重大的作用。岩石是土壤礦物質的主要供給者。如果岩石的化学成分不同,便可以引起土壤形成的过程不同。例如石灰岩上發育富有鈣鹽的土壤(即碳酸鹽土壤),在鹽漬土質上發育着富有易溶鹽類的土壤(鹽土)等。母岩也为水的情况和空气的情况創造了特殊条件。

有机体在土壤形成中的作用也是很大的。植物是土壤腐殖質的基本來源。不管是什麽样的植物,大乔木或小草,它們都会吸收礦物質,並把礦物質变为有机質;細菌分解有机物,使它又重新易为植物所吸收。如果沒有細菌,有机物的分解便進行得很慢。動物有机体的作用也很大。蚯蚓吞食土壤,並且又將它排泄出來,这样可以使土壤中增加有机物的數量。掘穴動物——鼴鼠(кроты)、鼩鼱(землеройки)、蚯蚓、各种昆虫的幼虫等,攪乱了土壤,使它更容易滲水,更容易透空气。

气候是土壤形成的最重要因素之一,它影响風化的强度和有机体的生命活動,決定土壤的濕度和植被的性質。因此,在頗大程度上,气候可以決定土壤中腐殖質的堆積和土壤層的劃分。气候具有一定的空間規律性,这种規律性決定了植物羣和土壤形成的分佈。首先確定土壤、植物羣和气候的地帶性的是俄罗斯学者道庫恰耶夫。"每个气候植物地帶均有其特殊的土壤形成類型,均有其顯域的土類"。

地形也影响土壤形成的性質。首先,地方的高度決定气候和植物羣的性質。丘陵斜坡的坡度決定水流的速度,並決定地下水淋蝕土壤的强度。斜坡的坡向決定表面的受光条件和受熱条件。这样一來,地形創造了土壤形成的不同条件。

時間也是土壤形成过程中的一个很重要的因素。腐殖質的堆積和土壤層的形成常常決定於土壤形成時間的長短。

§ 237. 人類对於土壤的影响

从最古的歷史時期起,当人類砍伐森林以及从事他种活動時,人類对於土壤便發生某种影响。砍伐森林改变了地表水流的情况和小气候,因而也影响了土壤。此外,当人類直接耕种土地時,也使土壤具有另一些物理特性。後來,随着文化和技術的增長,人類有意識地並積極地干預

土壤形成过程，提高或减低土壤的肥力。当自然肥力不能满足人類的願望時，人類便在土壤中施肥，改变土壤的化学成分。当人類不滿足於現有的農地時，便用沼澤排水和灌溉乾旱土地的办法得到一些新的土地。小的分散經济不能应用技術，不能充分地施肥，因此濫用土地終歸要引起土壤的貧瘠。資產階級的学者甚至提出了所謂“土壤肥力遞減”的法則。列寧揭穿了这种“法則”，証明了土壤肥力遞減的法則在技術得到進步和生產方式得到改变的情況下是不適用的。B.P.威廉士指出：如果人類能影响植物生活的三个因素——光、水分和养料——時，土壤肥力遞減的法則便立卽消失了。只有我們社会主义國家才能够改造一切土壤，並把改造土壤作为不断增加土壤肥力的、有計劃的措施。草田農作制、灌溉廣大的乾旱區、沼澤排水、种植護田林，这一切措施都能提高土壤的肥力，保証苏联得到穩定的收穫，正確地使用了土地。在資本主义國家中，由於掠夺式的經营，土壤肥力通常是每況愈下。

§ 238. 土壤形成的基本類型

B.P.威廉士提出了關於土壤統一形成过程学說的原理。他認为在这种統一过程中，土壤形成的每种類型只是土壤統一形成过程發展的一个時期或階段，並且依賴於周圍的自然地理条件。这样一來，統一过程的观念便否定了土壤形成个别類型的独立性。形成各种土類的各別土壤形成过程是在不断地發展，並且它們相互間有緊密的联系，經常由一种土類过渡为另一种土類。我們無論研究哪一种土壤，它的現代情況只不过是長期土壤形成过程的一个暫時階段。当我們研究各种过程及其相互關係和相互滲透時，我們可以改造土壤，使它朝我們所需要的方向發展。

根据土壤的發生進行分類可以確定土類的概念。土類是土壤形成过程一定指向的結果，是土壤形成过程表現的等級，是土壤發展史上的一个階段。由於气候条件(濕度和溫度)而引起的各种土壤过程具有地帶性特徵。和土質濕度有關的过程並沒有地帶性的分佈，主要地決定於地形和母岩的性質。按照各种不同的过程，土壤便有顯域土（зональная почва）和隱域土（межзональная почва）的區别。

按照現代的分類，顯域土可分为：灰化土、黑鈣土、栗鈣土、灰鈣土和紅壤類土壤。在苏联領土上分佈最廣、佔面積最大的土壤是灰化土類和黑鈣土類。

灰化土是森林帶的特徵，那裏气候不过分寒冷而且潮濕。森林帶降水量为 500—600 毫米，而且全年分配得很均匀。夏季溫度不高，因此蒸發量也不大，土壤被降水淋洗很深，可溶解的物質冲入下層。因此土壤剖面層次表現得很顯著。森林帶的土壤中有各种落葉、針葉、枯枝、樹皮等。因为那裏水分很多，这些有机物很快地便進行分解，腐殖質的堆積不顯著。这种气候条件下的腐殖質是“酸性的”，並且比較容易在水中溶解。

在淋溶層（перемытый горизонт）中只有不能溶解的氧化矽，呈灰色粉末狀，好像灰（зола）一样。因此，这些土壤叫做灰化土。溶解的物質在下層沉澱为暗褐色含鉄的堅实層(圖 149)。灰化土土壤剖面的厚度約 1 公尺。上層腐殖質的含量为 1—4%。以前認为灰化土是不宜於農業的，过去只有在森林減少的头幾年，卽当死地被物分解時，才可以有很好的收穫，以後土壤便很快地貧瘠了。在社会主义經济中，由於运用草田農作制，並在灰化土上施肥和施加石灰，可以得

到很大的收穫量。

这裏的母岩乃是古代冰川及其融化水的冰磧沉積物。因此，土壤可能有不同的机械組成。在黏土岩上發育为黏土和壤土的灰化土，在砂粒上發育为砂壤質和砂質灰化土。顯然，灰化土的物理特性和土壤層都是随着它們的机械組成而各有不同。因此在研究灰化土和繪製灰化土圖時应特别注意它的机械組成。黑鈣土發育於草原帶，發育於暖溫和乾燥的条件下。草本植物羣的死亡每年使土壤增加大量的有机物。这种有机物的分解並不徹底，因为到了冬季，生物过程停止，而夏季由於缺乏水分，生物过程進行得很慢，因此土壤中富於腐殖質。植物羣的变化使有机物在土壤中的堆積过程和分解过程也起变化。進入土壤中的水分很少，土壤很少受到淋洗，因此很难溶解的草原上‘美好的’腐殖質在土壤上層堆積起來。土壤層的界限不很顯著。黑鈣土類的土壤是黑色，並具有穩定性的团粒結構，使土壤便於滲水，便於流通空气。黑鈣土的母岩是黃土和黃土狀壤土。黑鈣土也有在花崗岩的風化產物上和其他的母岩上形成的。各种母岩在土壤形成中所表現的區别在於：其所形成的土類相同（黑鈣土），只不过有不同的土种。黑鈣土地帶佔有俄罗斯平原的南部，由土拉省和梁贊省到黑海和亞速海，並佔有西西伯利亞低地的南部。按肥力來說，黑鈣土在一切土類中佔第一位。但是要得到高度的收穫，还須要採取一系列措施以保持結構的团粒性；現在的草田農作制便能保証这一點。建立防護林帶可以預防土壤免於吹蝕，可以保持水分等。黑鈣土是苏联農業的基礎。按照腐殖質的含量，黑鈣土可分为以下三种：

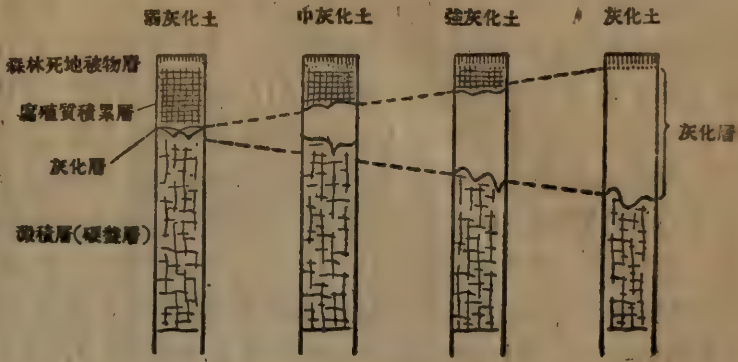


圖 149. 土壤灰化的幾个階段。

肥沃黑鈣土，含腐殖質 10% 以上。
普通黑鈣土，含腐殖質 6%—10%。
南方黑鈣土，含腐殖質 4%—6%。

在乾燥的草原帶和沙漠帶，進入土壤中的水分很少，因此礦物和有机物的分解作用很弱，只有易溶的鹽類才受到淋洗，而且淋洗的深度不大。鹽漬層接近地表。土壤層次表現得很不鮮明，这是因为：由於缺乏水分，土壤形成作用在乾旱區好像在停滯下來。植被很稀少，而在沙漠區，植被時有間断，廣大的空間一般地都沒有植物羣；这裏進入土壤中的有机物不多，因此腐殖質幾乎不進行堆積。乾旱區土壤可以栗鈣土、棕鈣土、灰鈣土为代表。

乾燥草原具有栗鈣土。在苏联，栗鈣土直接与黑鈣土相連接，分佈於苏联歐洲部分东南部和高加索北部，此外在哈薩克斯坦也可以遇到。栗鈣土如進行人工灌溉便是肥沃的土壤。腐殖質的含量为 2—5%。

灰鈣土分佈於沙漠區，在苏联佔有裏海沿岸低地和中亞地區。灰鈣土類的土壤是在气候

在乾燥和缺乏植物的条件下形成的。土壤的淋溶作用和腐殖質的堆積作用幾乎都不發生。大部分的植物体都不会進入土壤中，因为根部乾枯，植物被風吹去，因此土壤中的腐殖質很少（約1—2%）。虽然腐殖質很少，但灰鈣土進行人工灌溉時即令不施肥也可以使穀物和技術作物獲得高額產量。棉花是進行灌溉的灰鈣土上种植的主要作物。

紅壤(磚紅壤)是在潮濕的熱帶和亞熱帶形成的。那裏气候很熱；强烈的風化作用整年地進行着，並且風化作用擴展到地殼中達很大的深度。溫帶的土壤形成过程達到 1—3 公尺深的土壤，熱帶的土壤形成过程達到 20—40 公尺深的土壤。除了風化作用外，有机体殘餘还進行着極强烈的礦質化作用，有机物的徹底分解。有机物進入土壤的數量很大，这是因为植被很丰富，而且种類很多；但是有机物和礦物的分解作用進行得很强烈，以致可以破坏像石英这样穩定的化合物。由於水分丰富，一切分解的產物都淋洗到土壤下層，並在那裏堆積。氧化鉄和氧化鋁幾乎沒有被淋溶，而沉澱在土壤上層，形成鉄和鋁的堆積。因此熱帶和亞熱帶的土壤帶有磚紅色，叫做磚紅壤。鋁是白色，因此土壤中含鋁時便有白色斑點。苏联的紅壤分佈在高加索黑海沿岸的南部。这裏的母岩是基性火成岩——玄武岩、安山岩、輝綠岩——被破坏的產物。磚紅壤的亞類是黃壤(желтозем)，黃壤在苏联分佈於裏海沿岸，其特點是氧化鉄的含量較少。

以上我們研究了土壤形成的類型与气候地帶的關係，即研究顯域土。現在讓我們來看看隱域土。

沼澤土是在水分过剩而蒸發量不大的条件下，即在沼澤化的条件下形成的。因为空气不易進入沼澤土，所以那裏進行化学还原反应；氧化鉄还原为氧化亞鉄，使土壤具有藍色(潛育層)。有机体殘餘的分解作用進行得很慢，而且不徹底。在高地沼澤中，潛育層發育在泥炭層之下，並且分佈到深处，而在低地沼澤中，潛育層則由下向上發育。在典型的沼澤土中泥炭層下面一開始就是潛育層，其中沒有灰化層和其他的土壤層次。沼澤不宜於農業，只有進行排水後才能用作農地。沼澤進行排水後，有机物很快地便開始分解，並產生大量的腐殖質。在苏联的白俄罗斯和波罗的海沿岸區的廣大沼澤區都進行着排水工作。从前那裏是不能通行的沼澤，現在却分佈着肥沃的田地和牧場。沼澤土和沼澤主要位於森林苔原地帶和森林地帶，而在草原地帶只有沿着河谷才能遇到。

在草原地帶和半沙漠地帶，由於土中水上升和蒸發强烈，發生土質鹽漬化現象。於是形成鹽漬土，即鹽土。通常把鹽土了解为含有大量水溶鹽（含量 1% 和 1% 以上）的土壤。土壤上覆盖着白的鹽皮或甚至鹽層。內流區的存在和乾燥气候是鹽分堆積的主要条件。水流缺乏便引起沙漠區風化產物堆積，其組成部分是各种鹽類，主要是易溶的氯化物鹽類和硫酸鹽。鹽土是在下列兩种条件下形成的：1. 含鹽土質和礦化土中水上升到地表，2. 湖泊乾涸。通常鹽土位於低下地方，那裏的土中水水面接近地表（圖 150），但有時鹽土也位於丘陵上。有些鹽類吸收並保持水分，因而在地表上便形成所謂潮濕鹽土。

鹼土的形成是由於降雨淋洗了鹽土並把鹽和土壤的小顆粒部分帶到更深的土層中。在進行这个过程時也發生鹽類的淋溶現象。鹼土具有一定的土壤剖面。鹼土的土壤溶液呈鹼性反应，溶液中常常形成苏打，苏打对植物發生有害的影响，因此鹼土若不進行土壤改良便不宜於農業。其上

层很薄，不足以使植物的根系發育；下层由於鹽分过剩而对植物有害，当水分过剩時土粒便分散，膨脹，以致空气不能流通，在乾涸時便要变緊密和龜裂。改良鹼土的方法是施以石膏，这样一來，形成苏打的鈉便为鈣所代換。鹼土產生於南方地帶，在黑鈣土帶可以遇到，在栗鈣土和灰鈣土中間也可以遇到。

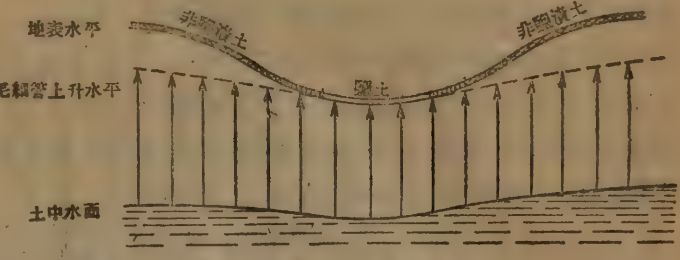


圖 150. 鹽土形成示意圖。

除了基本土類之外，还有許多过渡的土种。

土壤的轉化 每一种現有的土類都不是靜止的和永久不变的形成物。土壤层中由於內部过程和外部条件的影响而經常發生变化。於是在同一土壤过程中可能形成各别土類的土种。例如黑鈣土和灰化土便形成了若干土种。这些土种和基本土類不同的地方只在於量的标誌不同，过程的性質仍然相同。当量的标誌轉变为質的标誌時，便形成了新的土類。例如灰化过程可以導致沼澤土的形成。当澱積层变緊密時便成为不透水层，不透水层可以促進沼澤化。当森林侵入草原時，土壤中便增加了水分，於是便引起黑鈣土的退化过程，即黑鈣土变为灰色森林土(向灰化土过渡)，或者叫做退化的黑鈣土。形成新土類的这些例子可以列举很多。由气候引起土壤形成过程發展的各階段具有密切的相互联系和相互依賴性。植被的变化逐漸改变了土類：在森林植物羣影响下發育起來的灰化土变为在草原草本植物羣發育起來的黑鈣土，並变为乾燥草原土。此外，土壤的性質也逐漸發生变化，由無結構的灰化土变为富於腐殖質的、有結構的黑鈣土，最後变为鹽漬化的、無結構的乾燥草原和半沙漠土壤。威廉士說道："植物社區本身在其生長的环境中累積着一些特性，即辯証地必然会引起环境条件变化的那些特性"。此外，所謂土壤侵蝕也可以引起土壤的变化。土壤侵蝕表現在下面的事实中：細小而分散的水流(所謂片蝕)或强烈的水流使土壤表层流失，並且在地表形成了水蝕溝。由於土壤受到洗刷，大量的土地(特别是位於丘陵斜坡和河岸斜坡的大量土地)竟完全不適於農業。山區的洗刷作用表現得特别强烈，那裏的洗刷作用而且帶有災禍性。土壤被風吹蝕也会引起土壤层的破坏，这种現象常常發生在苏联南部各區。關於防止土壤侵蝕和防止風蝕的办法已見上述。

在社会主义國家苏联，自然界的主人是人。人類改造自然，使它为人類服务。苏联人民已前進得比偉大的学者 B. B. 道庫恰耶夫所理想的还要远。他們不僅恢復了以前由於不正確的輪作制和濫用土地而耗損的土壤結構和肥力，而且也改变了土壤层。

§ 239. 土壤的地理分佈

土壤在地表的分佈具有一定的規律性，其分佈符合於气候地帶和植物羣地帶的分佈。然而影响土壤形成的不僅有气候和植物，而且还有其他的因素，这些因素也可以形成那些不屬於地帶性範圍土壤层的各种特性。因此，除了土壤地帶以外，各土壤地帶中还可以分为土壤區域，而土壤區域中又可以分为土壤區。土壤的分佈除了具有水平地帶性以外，还有垂直地帶性。垂直地

帶性的產生是由於气候和植物羣隨着山嶺的高度而發生的变化，並且隨着高度的变化，土壤也發生变化，正像土壤由南向北發生的变化一样(在北半球)。地形在平原的条件中也發生影响。甚至眼睛不容易看到的起伏也会引起土种的更替，形成所謂垂直的小地帶。在微地形的低地所發生的土壤变化，和類似由較南的地帶向較北的地帶过渡的情况。例如黑鈣土帶中的低下地區便分佈着較北的地帶所特有的退化黑鈣土。

§ 240. 苏联地表土壤分佈概观

1. 苔原地帶　苔原地帶大部分是沼澤土類，其中也可以遇到个别的灰化土區，呈島嶼狀出現在北極苔原地帶，植物發育微弱，因此土壤过程也不發達，有時只有还原过程，形成潛育性土壤。在石質苔原帶和斑點苔原地帶的廣大空間，土壤一般地都不發育。苔原地帶土壤的發育是在低溫和过度濕潤的条件下進行的，过度濕潤的現象是由於永久凍結和蒸發微弱所引起的。沒有被植物羣固化了的土壤的上層便容易膨脹，乾燥時容易被風吹揚。

2. 灰化土地帶　灰化土地帶在苏联境內分佈最廣(面積約 12,000,000 方公里)，位於歐洲和西伯利亞的森林帶。在灰化土地帶中間也可以遇到沼澤土區，呈島嶼狀分佈。

3. 过渡的森林草原地帶　这裏發育着灰色森林土和退化黑鈣土。这个地帶呈舌狀伸入南方並向北伸入灰化土帶。向南侵入是由於地形的關係；森林草原沿高地向南推進(例如頓內茨山脊)。西伯利亞西部低地的森林草原中有鹽土和鹼土，呈島狀分佈。

4. 黑鈣土地帶　苏联的黑鈣土地帶佔有 2,500,000 方公里的面積。在肥沃的黑鈣土亞地帶可以遇到鹼土，呈斑點狀分佈；而沿着河谷和寬溝一帶可以遇到退化黑鈣土和灰化土，那裏發育着木本植物羣。在南方的黑鈣土亞地帶土壤的鹼化程度很深。西伯利亞西部不太厚的黑鈣土帶中有廣大面積的鹼土和鹽土。

5. 栗鈣土地帶　栗鈣土地帶位於黑鈣土地帶以南，介於伏尔加河下游和額尔齐斯河上游之間。这裏到处可以遇到鹼土和鹽土；裏海沿岸低地的土壤鹼化的程度最深。这裏的鹽漬土有時佔 80% 的面積。这裏有大量的鹹水湖。

6. 灰鈣土地帶　灰鈣土地帶位於裏海沿岸低地南部、外高加索东部和中亞一帶。灰鈣土帶中有些地方散佈着沙漠的石質土。鹼土和鹽土佔有很大的面積。

7. 紅壤地帶　紅壤地帶只位於外高加索的黑海和裏海沿岸。祇有在 200—300 公尺高的山麓上才有紅土，其餘的地方便为森林土壤所代替。海岸的低下部分是沼澤土和半沼澤土。

8. 山地土壤　山地土壤地帶的变化有時和平原土壤帶由南向北的变化一样。例如天山上的垂直地帶性便表現得非常顯著。这裏可以看到土類的更替：由灰鈣土經过栗鈣土、黑鈣土、灰色森林土一直到亞高山草地和高山草地的所謂山地草地土。許多山頂上都覆盖着山地苔原土。

§ 241. 土壤圖

土壤層可以描繪在專門的土壤圖上。圖上可以用不同的顏色繪出土類、土壤亞類和土种，並

用符号标出土壤的机械組成，例如砂土、黏土等；有時也可以指出母岩。如果个别的土种在基本土壤中呈小斑點狀分佈，則可用符号表示，这样可以繪出鹽土和鹼土在其他土壤中的斑狀分佈。地圖的比例尺愈大，愈能够詳細地繪出土壤的一切土种。当轉为較小的比例尺時，便要用土壤複區（комплекс почвы）的符号來表示，如"栗鈣土和柱狀鹼土的複區"即是在 1:1,000,000 或者更小的比例尺地圖上很难繪出土壤的一切材料，此時我們便选擇該土類最重要的特徵。例如，对於黑鈣土來說，土壤亞類較为重要，对於灰化土來說，机械組成較为重要。土壤圖也和地質圖一样，是根据土壤的露头和剖面來編製的，而各剖面之間則採用內插法。編製土壤圖時，我們把地形圖拿來做基礎；如可能，也可以同時根据植物羣圖。地圖上的地形繪得越精確，劃定土种的界限便越容易，也越精確。大比例尺的土壤圖是根据实际的野外調查而編製的。1:1,000,000 或更小的比例尺地圖除了路線測量的情形外，是用圖幅接合的方法以及由較大比例尺地圖縮編簡化而成。虽然土壤層圖可以用來規劃某种區域，並且在開拓農業區、工業區和运輸建設區時具有重大的意义，但通常在地形圖上却不繪出土壤層。土壤層只在用以確定地方景观時才在地圖上表現出來。例如砂土、沼澤和鹽土都可以充分地表現出來。这些是用符号來表示的。此外，也可以用符号表示作为山地和石漠特徵的石質岩屑堆和礫石堆積，以及表示沙漠的黏土區和龜裂土（такыры）。

我們在地形圖上还繪出土壤層的人工要素，例如整地、泥炭開採、廢石堆、耕地、挖方等。

§ 242. 植物羣

植物对地球生命具有重大的意义：它参与土壤的形成，影响空气組成，吸收二氧化碳而放出氧气；它是動物有机体的食料，並且在生命活動的过程中吸收無机物質，把它轉变为有机物質。植物死後，經过長時期便形成很厚的岩層，这些岩層是能（泥炭和煤）的來源。研究植物的科学叫做植物学。

植物羣落 种是植物的基本分類單位，它的概念可作为对个别植物研究的基礎。它是'動植物分類学的基本实踐單位，联合在起源方面有顯然相關的一致性和在主要性狀方面有近似性的所有个体'[62]。种經常处在变異和發展之中，而且只有在某一定時間內才是比較不变的。植物分類学上較此再高一級的單位是屬（род）。集合許多類似的种为一組就是屬。例如各种三葉草集合为共同的三葉草屬。更大的分類單位是科（семейство）。例如禾本科包括許多屬——黑麥屬、燕麥屬、小麥屬等等。每科植物的花和果均具有特殊的結構。集合各科为綱（класс），集合各綱为門（отдел）。每个植物都有拉丁文的屬名和种名，这是國际命名法。其所以採用拉丁名称，是因为有許多植物甚至在一个國家中也有不同的名称，不如此便無法統一。

植物在自然条件下形成一定的羣聚或羣落，例如森林、草地、草原等。这些羣聚叫做**植物羣落**（фитоценоз）。地理学通常不是去研究个別的植物、种或屬，而是研究植物羣落，及其發展、配置和共同的生存。研究植物羣落的科学叫做**地植物学**（геоботаника）。植物羣落是不同植物有規律的結合的一般概念。植物羣落可以分为植物群區（растительная формация），它包括松林、雲杉林、櫟林等等。每一群區都是在一定的地理条件之下存在的。例如，松林在沙土上生長得很

好，而櫟林則喜欢生長在退化的黑鈣土上。植物社區又可以分为若干植物社会（растительная ассоциация），也就是具有同一生存条件和一定外貌的植物集团。例如雲杉林可分为具有生長在草本層裏的大量烏飯樹屬和具有由眞蘚所構成的苔蘚地被層的雲杉林，或者是同時也具有草本層，但其中所生長的不是烏飯樹屬，而是大量的黑果烏飯樹的雲杉林。这种社会集团可称为眞蘚雲杉社会（ельники-зеленомошники）。植物羣落分類中最高的一級是植被類型（тип растительности），如草本植物羣型，荒漠植物羣型等。

成層性　每个植物羣落都是由各种不同的植物——乔木、灌木、草類、苔蘚層、地衣組合而成的。这些植物的發育需要各种不同的条件：它們之中有些喜光，有些喜蔭。喜光植物向有陽光的地方伸展，在其蔭蔽之下生長着許多陰生植物（теневое растение）。由此可見，不同性質的植物層次是可以共同生存的。森林除開乔木層之外，还有由灌木所組成的下木層，其次还有草本層和苔蘚層，共有四層。熱帶森林的層次更多，这裏甚至乔木本身便有若干層。除了地上有成層現象外，地下也有成層現象。植物的根位於不同的深度；由於这样的成層現象，所以一个地區內可以生長大量的植物（圖 151）。



圖 151. 植物羣成層性示意圖。

植被的分佈特性和地理条件　自然界植物羣落的形成和每个植物种的發展决定於地理环境的長期影响。影响植物羣發育和分佈的因素是：气候因素，土壤和母岩的影响，地貌的影响，他种植物和動物的影响，歷史因素（地區歷史發展的影响）以及人類的影响。

气候因素：

空气　植物由空气裏獲得营养和呼吸的原料。植物吸取二氧化碳，在水和太陽能参与下把二氧化碳轉化为植物生活所需要的有机物和碳水化合物。空气中的氧也是植物呼吸時所需要的。除了空气中所含的各种气体外，大城市和大工廠的煙气对植物羣也有影响：煙气对於某些植物起有害的作用。

光　陽光是光合作用所不可少的。但是各种植物对光的需要程度不同。例如許多細菌都不能忍受光照，所以光对它們是有害的。樹木之中最喜光的是：椵屬、樺屬，最不喜光的是：山毛櫸屬、雲杉屬等等。生長在某些黑暗地方的喜光植物的特徵是：莖長而弱，顏色淡綠。植物为了利用光，產生了各种適应的方法。喜光植物葉子裏的葉綠素比耐陰植物葉子裏的葉綠素少些。在濃密的森林中，植物呈層狀：上層比較喜光，下層比較喜蔭。光照的强度和長短对於植物均有很大意义。長日照植物在高緯度生長得快而且好，因为那裏夏季白晝很長，而短日照植物則需要有長時間的夜裏來休养。長日照植物：如燕麥屬、大麥屬、亞麻屬等是高緯度下的特有作物。短日照植物有棉花、玉蜀黍、大豆以及其他低緯區的特有作物。

空气的运動　風对植物有很大的影响。凡是有剧風的地方，如海岸和山上，樹木都具有‘旗形’樹冠，即樹枝的方向和風吹的方向一致；也有些植物呈平臥狀。在苔原，冬季凜冽的寒風佔優势。寒風可以使植物乾枯。这就是苔原中沒有森林的原因之一。植物在为生存而鬥爭中形成了

防風的特殊形狀。風对植物繁殖有特殊的意义。10% 的顯花植物都是靠風受粉（如松杉目、禾本科、柳屬、榿屬、櫟屬等）。

熱的作用 熱的地理分佈对於植物具有特別重大的意义；这便是为什麽植物也可以按照气候地帶分为幾个基本的植物地帶——苔原地帶、森林地帶、草原地帶等。从理論上說，植物可以在很大的溫度幅度中生活，由 0° 到 70°，也就是植物蛋白質的凍結溫度和凝固溫度。但是我們知道，有些熱帶植物当溫度降到 +5° 時便要死亡。西伯利亞东部和寒極有很丰富的針葉林植物羣可以忍受 −60° 以下的嚴寒；而果樹，如蘋果樹和梨樹只要溫度在 −33° 的時候便全部凍坏了。大多數的植物之所以都能够適应低溫，是因为它們以孢子、种子和地下莖等部分过冬，而樹木則以落葉过冬。在这个時期植物含水分很少，因而可以使它們經受低溫。然而地球上並沒有任何地方由於低溫而沒有植物存在。甚至在永久冰雪中也还生活着所謂雪藻（снеговая водоросль），它可忍受任何的嚴寒。在高溫（在熱帶）和缺乏水分的条件下，植物便進入"隱蔽的生活"（«скрытая жизнь»），卽落葉。此外，植物可以用强烈蒸發的方法防止过熱。高溫可以殺死大多數的細菌。然而有些產生孢子的細菌能够忍受沸點以上的溫度。在植物体內發生的过程有時進行得較强烈，有時沒有那样强烈，依溫度的高低而定。使生命过程進行得最快的溫度叫做最適宜的溫度。此外，还有"致命溫度"（«смертельные температуры»），卽最高溫度和最低溫度；当溫度超出这个限度時動植物的生命便要停止。

水的作用 水决定着植物的一切生命过程，它是原生質和細胞液的必要組成部分。水对於植物有机体的意义很大。除了直接营养外，水还可以使原生質保持液体狀态。此外，水还具有高度的熱容量，冷却和变熱都很慢，因此植物不至於遭受剧烈的溫度变化。水也是很好的溶剂，因此，在土壤中循环的水溶液可以使植物易於吸收其所需要的物質。大多數植物都是用根吸取水分，但有些植物用其全部身体表面由空气中吸取水分，例如苔蘚、地衣，在熱帶則有紅門蘭屬（орхидеи）。这些植物大部分屬於附生植物（эпифиты）①。進入植物体內的一部分水分消耗於有机物的形成上，而大部分的水分經过植物內部導管時，都被外部器官所蒸發，主要是被葉子所蒸發。此卽所謂蒸騰作用，这对植物的生活是非常重要的。

一切地上植物从它們对於水的關係來說可以分为四類：

(1)水生植物，生活在水中的植物。

(2)濕生植物，生活在水分过多的地方。这些植物的葉子寬而薄，根系不深。

(3)中生植物，这种植物生長在水分不多的地方，但水分足够維持生命。例如草地植物和森林植物。

(4)旱生植物，是適应於在水分很少的地方生活的植物。旱生植物在生存競爭中產生了防止水分缺乏的許多適应方法。或者根系很深，但很少分枝（根長達 30 公尺或 30 公尺以上），或者根系不深，而分枝很多，可以由土壤表層吸取水分。为了減少蒸發面，或者完全沒有葉子，或者葉子呈鱗狀和針狀。葉面很堅固，上面覆蓋着蠟被和茸毛。有些植物在葉莖中貯藏水分，如仙人掌屬、

① 附生植物——这种植物不是在地面上度过其全部生命或部分生命，而是在其他植物的枝上和根上生長着，並且附生植物生活上所需物質是由外部得到的，而不是由它們所附生的植物上得來的，这和寄生物不同。

蘆薈等，並在乾燥時期利用这些水分。蘚苔和地衣卽使完全乾枯，但在潮濕時期便重新滲透水分繼續生活。許多植物在乾燥時期落葉，另一些植物在潮濕時期完成其由發芽到結实的全部生活过程，而以种子或根的形式度过乾燥時期，或者完全枯萎。苏联的半沙漠、沙漠和草原中的某些植物便是这样；这便是所謂短命植物。

水分也和熱一样，可以影响植物种的数量。水分越少，植物种屬(флора)[1] 的成分越貧乏。

除了上述的气候因素外，小气候也具有重大意义。小气候是空气近地面層的气候，那兒正好有植物生命的發育。在直接接近地表的地方完全是另一种溫度和濕度，那裏每个小的起伏都可以創造特殊的溫度条件和特殊的濕度条件。由於樹叢和起伏的障碍，空气的运動有另一种情况，以致森林地帶造成了自己的小气候。

土壤的影响 植物由土壤中得到水分和营养物質，因此土壤也影响植物的生活。但土壤本身乃是气候和植物作用於岩石的產物。關於土壤和植物的相互關係，前文已經討論过。在地表上可以看到土類和植被類型的相互依賴性，並且土壤由於其化学特性和物理特性而影响植物有机体。例如在含鹽的土質中生長着鹽蓬屬 (солянка) 以及其他宜於生活在鹽漬土上的植物。有些植物生長在具有酸性反应的土壤上，例如鹿苔 (олений мох)；有些植物生長在具有鹼性反应的土壤上。土壤的机械組成也具有很大的意义，例如松屬主要地生長在砂土和砂壤土上，雲杉屬主要地生長在黏土上。

地形的影响 海拔的高度、地形、斜坡的坡向，所有这些因素都影响植物羣的遷移，因为它們要改变气候条件和土壤形成条件。但是地形幾乎並不能独立地給有机体的生活以影响。

植物之間的相互關係 一些植物对於另一些植物的影响是多种多样的。寄生現象是大家所知道的；此卽植物的共居，卽一个植物利用另一个植物的营养物，使它枯萎並常常令其死亡。最普遍的寄生物是細菌以及許多眞菌，如麥角菌等等。較高等的寄生植物是苏联的菟絲子，它可以用吸根侵入到其他植物的活組織中吸取营养。有時兩个植物的共居使彼此都有利益，这便是所謂**共生**。地衣便是共生的例子，卽眞菌和藻類的共生。藻類能够進行光合作用，而眞菌可以供給一部分养料。

動物有机体的影响主要地表現在昆虫使植物受粉。許多植物为了吸引昆虫而具有鮮艷的花朵，强烈的香味和蜜腺。种子和果实也常常靠鳥類和動物來傳播。牲畜採食植物羣便引起植被改变。許多昆虫都吃樹葉、樹皮、果实和植物的其他部分，它們对於这些植物是有害的。苏联正在和植物的害虫進行着緊張的鬥爭。

歷史的因素 植物的生命和發育並不是經常都可以用其周圍的环境來解釋的。有些現象，例如現代許多植物的分佈，如果不从整个地區或整个大陸的發展过程來研究它們，便不能得到理解。不僅現代的因素影响植物的分佈，过去地質時期的因素也是如此。例如中部俄罗斯高地有許多植物都是古代其他气候条件下的殘留植物。

植物羣分佈的基本規律 地表上某一植物种分佈的地區叫做分佈區 (ареал)。大部分植物种都有很廣大的分佈區。植物並不是佔据了整个的分佈區，而是僅佔有其中最適宜於它們生存

[1] 植物种屬是某一地區或整个地球上所有植物种的總和。

的一些地區。例如喜濕植物生長在河岸、湖岸和沼澤沿岸，分水嶺上便生長着其他的植物。分佈區可能是若断若續的，即分佈區中生長植物的各地區間保持着很大的距离。有些植物幾乎分佈於整个地球表面，这些植物叫做世界种（космополит）。世界种有細菌、真菌等下等植物，此外也有許多高等植物，如蘆葦和車前屬，这些植物幾乎各地都有。反之，另一些植物具有很狭小的分佈區，例如堪察加冷杉僅生長在堪察加半島的东岸，格魯吉亞松（эльдарская сосна）只生長在格魯吉亞。这些具有很狭小分佈區的植物叫做地方性种。地球的地質史証明：每个植物种都要經歷同样的階段：產生，發展，達到最高的繁荣，然後絕种。植物的全部生命与周圍环境都有密切的相互联系。隨着地理环境某些因素的改变，植物也發生变化。植物在生存競爭中出現对新环境的適应方法，並且可能產生更適於新条件的新植物种。目前世界上的植物中有些植物种处於繁荣階段，有些植物却很少遇到。例如过去地質時期（第三紀）的殘留植物，像聖誕樹（падуб）和月桂稠梨（лавровишня）等便很少遇到。

植物地帶 植被的分佈具有地帶性，这主要与气候的地帶性有關。兩半球均可分为下列各植物地帶，由北向南有規律地更替：(1)苔原地帶，(2)森林地帶，(3)草原地帶，(4)沙漠地帶，(5)熱帶森林草原地帶，(6)熱帶森林地帶。

然而海岸的分佈和地貌破坏了这种有規則的地帶性。沿緯度的地帶性在信風帶和熱帶表現得最为顯著。溫帶降水量的分佈不受緯度地帶性的限制，而是在西風的影响下由西向东發生变化。例如在沿海一帶（特別是在歐亞大陸的西岸），闊葉林較多，但距海較远的地方便为針葉林所代替。植物地帶不僅是气候地帶的反映，而且也与土壤地帶有關。上面已經談过，俄罗斯学者B. B. 道庫恰耶夫第一次指出了：土壤和植物有規律的分佈是以气候条件为轉移的。

土壤地帶与植物地帶的对比關係如下：

植物地帶	土壤地帶
苔原地帶	苔原土地帶
森林地帶	灰化土地帶
草原地帶	黑鈣土与栗鈣土地帶
沙漠地帶	灰鈣土地帶
熱帶森林地帶	磚紅壤地帶

隨着高度的变化，气候条件和形成土壤的条件也都發生变化。在不大的高度上地形便開始發生影响；在山區，垂直地帶性代替了水平地帶性，植物的变化与平原上由南向北的植物变化一样。



圖 152. 苔原（B. B. 皮奥特罗夫斯基攝）。

苔原 苔原地帶佔有歐、亞、美三洲的極北部。苔原沒有森林。主要的植物羣是灌木、小灌木、草類、苔蘚和地衣（圖 152）。植物羣的層

次區分很不明顯。这裏虽然水分丰富，但植物羣經常受到生理乾旱的影响。温度整年很低，降水量約 200 毫米，和沙漠中的降水量一样。虽然如此，但土壤中經常充滿着水分，这是由於蒸發量小而存在永久凍結的關係。苔原的南部界限幾乎与七月 10° 等溫線相符合。苔原沒有森林，森林僅沿着河谷才伸入苔原。苔原沒有森林的原因是由於：夏季溫度低，永久凍結距地面很近，融化層很薄，溫度很低，而且幾乎整年有大風。由於天气嚴寒，苔原的植物獲得了特殊的適应方法。苔原的灌木矮小，常平臥(高不超过 1—2 公尺，並且位於積雪被吹去的低窪处)。苔原帶的灌木有：極柳和矮樺；小灌木有烏飯樹屬、黑果烏飯樹、沼澤烏飯樹(голубика)和酸果蔓(клюква)。草類也不高，常形成草墊，藉以抗風。草類中有開花的罌粟屬、勿忘草屬、風鈴草屬、虎耳草屬等。有時苔原帶的地表上僅覆盖着苔蘚(在較为潮濕的地方)和地衣(在較为乾燥的地方)。

根据植物羣的性質，苔原又可分为以下的類型：

(1) 多角形苔原(полигональная тундра)——这是北部苔原，主要地是石質苔原和礫石黏土苔原。凍土在冬季裂为多角形的土塊，到了春季，融化的雪水使裂縫更为擴大。植物羣就生長在这些裂縫中。

(2) 斑點苔原——这裏的地表上分佈着完全沒有植被的斑點，所以叫做斑點苔原。

(3) 丘狀苔原——丘狀苔原的特點是具有泥炭小丘，小丘的大小不等，由 30—50 厘米到 5—7 公尺。泥炭小丘的內部有礦物質核(минеральное ядро)，有時夾有冰層。这裏的植物羣是地衣、苔蘚、酸果蔓、雲莓(морошка)、烏飯樹屬、矮樺。

(4) 苔蘚苔原(моховая тундра)——这裏覆盖着眞蘚，这些眞蘚主要是在黏土上發育起來的；这裏也生長着矮柳、沼澤烏飯樹、烏飯樹屬等。

(5) 草墩苔原——这裏的植物，为羊鬍子草屬和薹屬都形成了草墩；在低窪的地方則有水蘚目(сфагновый мох)形成草墩。草墩苔原是在泥炭潛育土上發展起來的，这种土壤比苔蘚苔原的土壤沼澤化程度較深。

(6) 地衣苔原——这裏的主要植物羣是石蕊屬(ягель)或鹿苔(地衣)，基本上發育在砂土上。这裏也可以遇到各种小灌木。

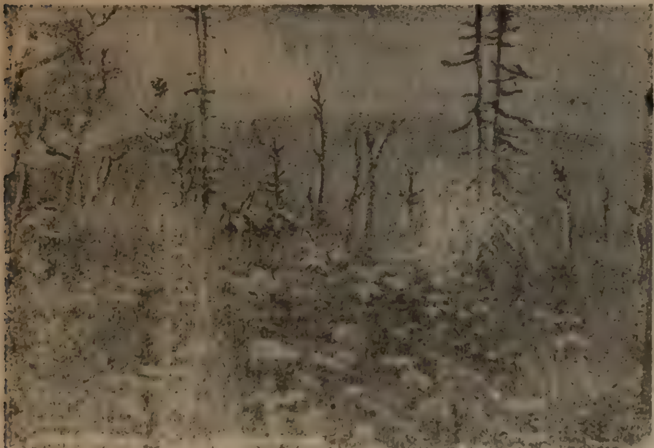


圖 153. 森林苔原(Г. Д. 李赫捷尔攝)。

(7) 灌木苔原——即較南部的苔原，这裏的植物主要是矮樺、極柳和薹屬。灌木苔原在苏联分佈很廣，由小地苔原直到勒拿河下游。

苔原以南是森林苔原，这裏森林區与苔原區相交替，乔木的發展受到限制，很矮。这一帶的樹木在西伯利亞主要是落葉松屬，在苏联歐洲部分主要是雲杉屬和樺屬(圖 153)。

溫帶的森林地帶位於北部的森林苔原与南部的森林草原之間。森林地

帶又可分为两个亞地帶——針葉林亞地帶和混合林亞地帶。

針葉林亞地帶中有松杉目森林、雲杉林、雲杉冷杉林、落葉松林和雪松林(кедровый лес)。松柏目森林中夾雜有樺屬、山楊、花楸屬和其他的窄葉乔木。針葉林亞地帶佔有歐、亞和北美三洲北部的廣大空間。

这裏的气候比苔原帶溫暖。降水量为 300—600 毫米。夏季降水量最多。因为針葉林佔有廣大的空間，各地气候可能不同。

苏联歐洲部分分佈最廣泛的森林是雲杉針葉林，而在砂地上是松林。通常有下列的雲杉林社会：(1)眞蘚雲杉林，上層是雲杉(整齐而高大的乔木)，它可以自由發展；其次为夾有小灌木(黑果烏飯樹和烏飯樹屬）的草層，由眞蘚形成的苔蘚層。这种雲杉林生長在濕度適中的黏壤土和砂壤土上。(2)金髮蘚雲杉林，雲杉不高，常有地衣層，幾乎沒有草本層，苔蘚層是‘金髮蘚屬’(«кукушкин лён»)；森林生長在过度濕潤的平坦低地上。(3)水蘚雲杉林，是由灰色水蘚目形成的苔蘚層，雲杉不能自由發展；不宜於作建築材料。土壤是沼澤化土壤和泥炭土。(4)草類沼澤雲杉林，通常位於小河或小溪的河谷一帶，即位於活水濕潤的条件下。雲杉較高，但通常都是弯曲的，苔蘚很少，但草本層較高，为眞蕨和薹屬。(5)複雲杉林(杜柏拉型櫟林雲杉林)，即雲杉林中夾有大量闊葉品种——椴屬、榛屬、櫟屬，並具有丰富的草本層。这些森林生長在針葉林地帶南部，生長在濕度正常的最肥沃的土壤上。(6)地衣雲杉林(ельники-беломошники)，主要地位於森林地帶的北部。这裏的雲杉不能自由發展，这些森林生長在砂土上。

松林生長在最貧瘠的土壤上——砂土和石質土，雲杉在这裏生長不良。松林也可像雲杉林一样分为一些社会。

松林的基本社会是**眞蘚松林**。它生長在切割較嚴重和排水良好的地方，在不太貧瘠的土壤上；松樹很茂盛，草層和苔蘚層都很發達。草層中主要是酢漿草屬或小灌木——黑果烏飯樹和烏飯樹屬。苔蘚層是由燦爛的眞蘚構成的。

在切割不顯著和排水不良，以致土壤開始沼澤化的地區，發育着**金髮蘚松林**，其苔蘚層中具有‘金髮蘚屬’。这裏的松屬不像眞蘚松林中生長得那样好。

在平坦的、切割輕微的沼澤化地段中有水蘚松林；这裏的松屬不能自由發展，生長得慢而不好；苔蘚層中有水蘚。

如果一个地方切割嚴重，土中水不停滯，而能循环無阻，那末沼澤化的現象便不存在了；这裏發育着具有良好立木的草類松林(травяной бор)。这些松林的特點是草層發育得很好，後者的組成有各种各样，有時以高的禾木科植物拂子茅屬佔优势，有時以眞蕨佔优势，有時以其他草類佔优势。

在最肥沃的，同時排水良好的土壤上發育着**複松林**［即‘**櫟屬**’松林(«дубовый» бор)］；这裏的下木很發達，其中大部分是榛屬；松林中有時夾有櫟屬，有時混合着椴屬；複松林通常又可分为櫟屬松林、椴屬松林和榛屬松林。複松林中的草層很濃密，但缺乏苔蘚。这些松林位於森林帶的較南部地帶。

最後是**地衣松林**（圖 154）；它發育在最貧瘠的土壤上。在这些松林中通常只有兩層——由



圖 154. 地衣松林(Л. Л. 道尔古申攝)。

松屬構成的乔木層和地衣層。草類稀少；松屬的立木品質不高。

經过火災和砍伐以後，在生長針葉林的地方往往生長樺林和山楊林，但只要过了50—80年以後，針葉林又会重新佔优势。

西伯利亞西部針葉林中的‘烏尔曼’(урман)較为独特。‘烏尔曼’卽由雲杉、冷杉和雪松組成的沼澤化密森林。这种森林也分佈於阿尔泰山和薩彥嶺。西伯利亞东部以落葉松林为其特色。落葉松林中具有生長在各种土壤上的許多植物社会：生長在砂土和壤土上的是熊果屬落葉松林和烏飯樹屬落葉松林(лиственница толокнянковая и брусничная)，並帶有稀疏的草本植被；生長在沼澤土上的是苔蘚落葉松林和水蘚落葉松林。針葉林帶中还可以看到沼澤和草地(圖 155)。



圖 155. 森林沼澤(З. З. 維諾格拉多夫攝)。

草地 草地是在濕度中等的条件下生長的草本植物羣。位於河漫灘的草地叫做**河漫灘草地**。河漫灘春季为洪水淹沒時，肥沃的土壤和丰富的水分造成了特有的植物羣型。河漫灘草地是由禾本科植物——梯牧草、六月禾(мятлик луговой)等等——組成的。此外，雜草也很發達。在積水的河漫灘低地上，卽在近階地河漫灘上，形成沼澤化草地，生長着柳屬和黑楊。在河漫灘的較高处生長着最稠密的草層，这裏生長着最好的飼草——禾本科植物有梯牧草屬、看麥娘屬、六月禾、草地羊茅(овсяница луговая)；豆科植物主要是三葉草屬。此外，雜草也很發達。近河床河漫灘常常是近河床的堤。堤上有雜草草地，有時可以遇到柳叢林。这样的植物羣並非到处都有。草地植物羣一方面隨着河漫灘的性質而不同，常常河漫灘某一、二部分的植物羣較其他部分發達。不过河漫灘並非到处都有顯著的差別。在另一方面，草地植物羣也隨河漫灘所在地的条件而生变化。例如南方的河流——如薩尔河(Сал)、曼內奇河(Маныч)①——的河漫灘幾乎都是鹽土。

在分水嶺上有所謂乾燥草地。大多數的乾燥草地均具有次生的性質，並且都是發生在火災跡

① 譯註：都在斯大林格勒西南。

地和森林砍伐了的地方。乾燥草地的特點是植物羣不很繁茂，苔蘚很發達，有時具有沼澤的象徵。

混合林亞地帶　苏联的混合林亞地帶僅位於歐洲部分，在西伯利亞却完全沒有，因为那裏的針葉林直接过渡为森林草原了。混合林地帶气候溫和，夏季溫度由+16°到+19°.5，冬季溫度由-2°.5到-13°。降水量由500到700毫米。在这个植物地帶中，針葉林中混雜着大量的闊葉林，其中也包括大闊葉樹林(широколиственный лес)(圖156)——櫟屬、椷屬、梣屬、椴屬，而在西南部还有鵝耳櫪屬和山毛櫸。櫟屬在芬蘭灣沿岸的森林中便開始遇到；由此向南櫟屬的數量逐漸增加。在苏联歐洲部分中部連續不断的櫟屬林只有在靠南边与森林草原交界处才能够遇到。鵝耳櫪林僅分佈於白俄罗斯和烏克蘭西部。山毛櫸林分佈於喀尔巴阡山上。

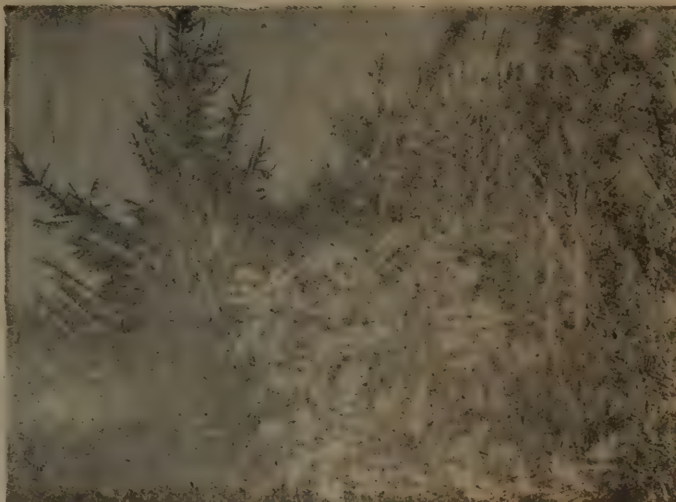


圖　156. 混合林的植物羣(B. H. 傑米亞諾夫攝)。

在远东的濱海边區的南部，主要的植物羣是大闊葉樹林。这裏北方的樹木——落葉松和松屬——与东北櫟屬、胡桃楸、榆屬、椴屬、芳香的楊屬(благовонный тополь)、天鵝絨櫟(бархатный дуб)或栓皮櫟(пробковый дуб)和东北葡萄在一起生長着。沿着結雅河和布列雅河之間的低地是廣闊的高草植物羣地區。



圖　157. 森林草原(B. H. 傑米亞諾夫攝)。

森林草原　森林草原是被草原地區所分割的島狀森林帶。越向南去，森林越少，草原的面積越大(圖157)。由北向南森林逐漸絕跡的原因是由於气候条件的影响。苏联西部气候較为濕潤，所以西部的森林比东部的森林向南伸展得远些。苏联森林草原的北部边界大約与七月等溫線+20°相符合。北部降水量为400毫米，南部为300毫米。雨很稀少，但有時为强烈暴雨。最大降水量在七月。气候是森林气候和草原气候之間的过渡气候。苏联歐洲部分的森林草原的森林主要是櫟林；西伯利亞西部的森林主要地是樺林，或者是所謂樺叢。苏联歐洲部分森林草原中的草原區已經完全開墾了。

草原　草本植物羣型的植被叫做草原。草原是由喜乾的植物組成的，这些植物生長在黑鈣

土或栗鈣土上，並形成密茂的覆盖層。虽然草原和草地上都是草本植物羣，但草原上植物羣的性質却完全不同於草地植物羣的性質。因为草原地帶的面積很大，所以草原的气候条件各处有很大的差別。这裏夏初和春末的平均降水量为 300—350 毫米。夏季雨少，但多为驟雨。夏季平均溫度約为 20°—23°。春風和夏風(旱風)对植物羣影响很大。这些風使植物羣枯乾，並吹去土壤。草原在苏联、匈牙利、北美、南美最为廣泛。在匈牙利叫做普士塔(пушта)；在北美叫做 прерия, prairie；在南美叫做 пампасъ, pampas。

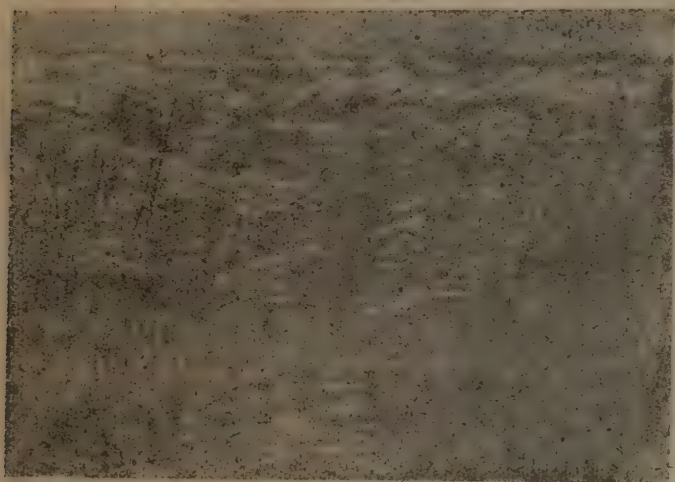


圖 158. 草原。

現在苏联歐洲部分除了國家禁獵區以外，一切的草原都已經開墾了(圖 158)。只有苏联亞洲部分的南部还保留着大塊未開墾的草原。草原中植物种非常丰富，草本植被層次很多：由高的禾本科植物到苔蘚層和地衣，達 5—6 層之多。除了草本植被之外，还可以遇到草原灌木——野櫻桃、烏荆子等。草原中分佈最廣的多年生禾本科植物有：溝葉羊茅、針茅屬、草原燕麥、早熟禾屬、草原雀麥和各种薹屬。北方草原的禾本科植物中混雜着雜草，可作为特徵的短命植物有：鬱金香屬、風信子屬等等。草原在早春要屢次改变它的色彩。隨着春季的推移，開花的植物也要發生演替。四月間由於睡眠草(сон-трава)開花，草原呈銀紫色；隨後由於櫻草(баранчик)和福寿草屬(адонис)開花而变为黃色；然後由於草原風信子屬和勿忘草屬開花而又呈天藍色。五月間藍色的草原鼠尾草開花。六月間黑蕊菊(поповник)開放。草原在六月中旬最華麗：鼠尾草、三葉草屬、黑蕊菊和銀白色的針茅屬都開花了。七月間禾本科植物成熟了，草原開始逐漸变黃，然後变为帶淺棕灰色。一切植物由於感到水分的缺乏，因此都具有旱生植物所特有的許多適应方法(如葉子的变形、很深的根系、蠟被和茸毛)。

南方草原特有的植物是所謂‘風滚草’(перекати-поле)。这种風滚草包括各科植物。它們的外形相似，都是球狀植物，成熟後便脫离地面，並隨風滚動，同時傳佈种子。南方草原通常發育在南方黑鈣土和栗鈣土上。

西伯利亞草原便有些不同了。由於地形平坦，这裏常常可以看到沼澤化現象，而且在許多地方都有土壤鹽漬化。雜統草佔治地位，禾本科植物很少，沼澤植物很多。

半沙漠　半沙漠是南方草原与沙漠之間的过渡植物地帶。半沙漠地帶的特徵是草本植被稀薄(圖159)，苔蘚、地衣、藍綠藻和短命植物很多。气候条件接近沙漠地帶：溫度变化很大，降水量很少。冬季寒冷；夏季炎熱而乾燥，常常有大風。在这种条件下，植物羣具有較顯著的旱生植物的特徵。土壤是灰鈣土和褐鈣土，还有許多鹼土和鹽土。植物大部分是蒿屬(生長在鹼土上)、溝

葉羊茅和針茅屬。在禾本植物和蒿屬中常常可以遇到藻類、苔藓和地衣，还可以看到赤裸裸的空地。

沙漠 这裏的植被更稀薄。不毛之地較植物羣所佔領的地區更大。苏联的沙漠約 2,000,000 公方里。气候乾燥，係大陸性气候，年降水量不超过 150 毫米。夏季平均溫度約为＋30°；冬季溫度常常低於 0°。夏季常颳灼熱的炎風。因为蒸發力很强而降水量不大，所以气候經常乾燥。土壤是灰鈣土和淡棕鈣土；有些地方的土壤已强烈鹽漬化。

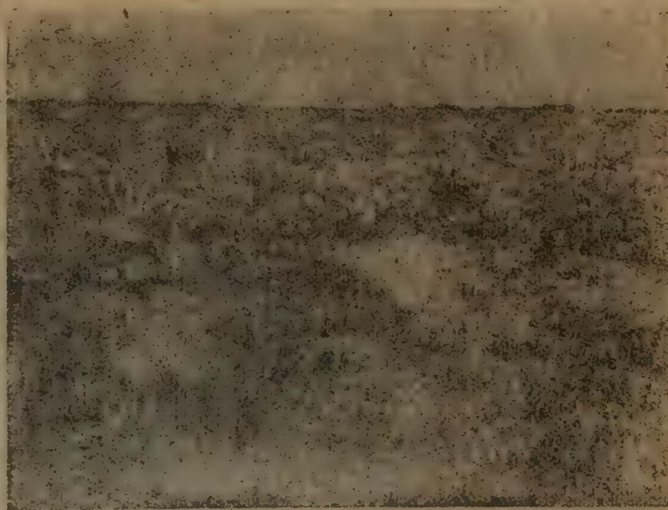


圖 159. 半沙漠植物羣（A. A. 科瓦林科攝）。

苏联有一部分沙漠一般地說沒有土壤層，而只是具有砂土或黏土。植物羣具有顯著的耐旱特徵，即葉子消失，而代之以針刺和鱗片（圖 160）。这裏沒有禾本科植物，而有大量的蒿屬、鹽蓬屬和短命植物。苏联的沙漠可分为下列幾种類型：(1) 黏土沙漠，如烏斯特-烏尔特(Усть-Урт) 别特巴克達拉 (Бет-Пак-Дала) 的一部分和巴尔喀什湖沿岸低地。植物羣有蒿屬、黑琐琐 (саксаул чёрный—乔木) 和鹽蓬屬，形成所謂鹽蓬沙漠；苏联的南方沙漠則有短命植物。这些沙漠在春季（三月到五月）充滿了花草，然後全部乾枯，变成了赤裸裸的地表。(2) 砂質沙漠：如卡拉庫姆 (Кара-Кум)、基綏尔庫姆 (Кызыл-Кум)、穆尤恩庫姆(Муюн-Кум)等，植物羣比較丰富。这裏的气候也很乾燥，但砂粒能够凝結水分，然後慢慢地將水分放出來。砂可以移動，並能淹沒植物，因此植物具有旱生的特徵。当植物被砂淹沒時，能够迅速地產生新根和新芽代替被砂掩沒部分，而与砂作鬥爭。这裏的植物羣有白琐琐(белый саксаул)、沙金合欢(песчаная акация)、沙拐棗屬灌木 (кустарник джузгун)、沙蓬屬；春季遍地都是短命植物的花朵。河谷中有圖盖植物羣(тугайная растительность)，是草地和蘆葦屬、蘸草屬(камыш)、茶葉花屬(кендырь)組成草叢和灌木叢——柳、胡頹子、枸杞 (заросль дерезы)、檉柳和楊等。



圖 160. 砂質沙漠。

熱帶沙漠的水分更少，因此那裏廣大的地區都完全沒有植物羣。撒哈拉和阿剌伯沙漠等便

是这样。

熱帶森林草原 熱帶森林草原称为саванна，其中生長着草本植物羣的地段和孤立的乔木交相更替，或者和乔木羣及灌木交相更替。熱帶森林草原通常位於沙漠与熱帶森林之間。它們發育於非洲、印度、南美和澳洲。南美(奥利諾科河流域)的熱帶森林草原叫做里亞諾斯(льянос)。熱帶森林草原气候条件的特徵是乾季(延續4—6个月)和雨季(夏季各月)週期地更替。熱帶森林草原的一切植物都具有顯明的旱生植物特性。乔木通常是矮生的，樹枝很多，樹幹不整齐。樹冠大多數是扁平的。葉子或是坚硬，或是生毛，有時則覆有一層蠟被。非洲熱帶森林草原中分佈得最廣的乔木是巨大的猴麵包(圖161)和伞狀金合欢(зонтиковидная акация)。猴麵包寿命很長，年齡可達4,000—5,000年。澳洲熱帶森林草原的乔木植物羣主要是桉樹屬。大多數的乔木在乾旱時期均落葉。



圖 161. 非洲熱帶森林草原的植物羣。

熱帶森林草原的草本植被是硬葉的禾本科植物和各种各样的顯花植物。草在雨季生長得很快，有時高達2—3公尺，但到了乾季很快地便乾枯了，整个地表变成了黃褐色。

熱帶雨林(влажные тропические леса) 在赤道地帶，整年降水量很大，溫度很高，並且沒有四季的变化，生長着常綠的熱帶森林。熱帶森林分佈於非洲中央部分、馬達加斯加、馬來羣島、印度、錫蘭和南美洲等地。

熱帶森林中的植物种非常多，植物的層次也很多，这和溫帶森林不同。熱帶森林的乔木高而齐整，有時甚至完全不分枝(如棕櫚科，眞蕨)。樹葉常綠，大部分是硬的。果实有時直接生長在樹幹上，如可可屬、木波罗屬(хлебное дерево)和榕樹便是如此。森林中有許多藤本植物和附生植物。整个森林有時都为藤本植物所纏繞，以致完全不能通行。熱帶植物高大非常，例如眞蕨在苏联本來是不大的植物，而在熱帶森林中却是高達10—20公尺的乔木；禾本科植物——竹屬——甚至高達20公尺以上(圖162)。在海岸上和平静的港灣



圖 162. 熱帶森林中的木本眞蕨。

中生長着紅樹叢林（мангровые заросли）。紅樹叢林是沼澤森林，其中乔木均具有許多坚韧而長的支柱根，用以支持植物。附生植物很多。紅樹林生長在熱帶亞洲、非洲、南美洲和澳洲沿岸。

山地植物羣 山地植物羣的变化与气候条件的变化有關。这种变化叫做垂直地帶性。隨着高度的增加，森林植被逐漸为草本植被所替代。再往上，草本植被为永久冰雪所替代。在南方地帶，森林过渡为高山草地植物羣；在北方地帶，森林过渡为苔原植物羣。溫帶的高山上沒有極地夜和極地晝，光的輻射强度和極帶、副極帶不同，但是情形却和苔原一样：溫度低，植物生長期短。因此这裏的植物羣和苔原植物羣有許多相同之处。某一水平景观地帶的山地情况表現於垂直地帶性上。例如中亞山地的各垂直帶都是乾燥的。現在讓我們來看看天山的垂直地帶性。天山的低处山麓是灰鈣土，那裏生長着沙漠植物羣。往上，沙漠植被轉变为半沙漠和乾燥草原。在1,200—1,500公尺的高度，北坡是草地，南坡是草原。这个地區沒有灌溉的農作，是很好的夏季牧場。在草地帶中已開始有个別的斑狀森林，这裏生長着蘋果屬、小亞梨、胡桃和杏屬。灌木叢有：山櫻桃（алычь）、忍冬屬、薔薇屬、小檗屬（барбарис）、扁桃屬、楮木屬和纏繞樹木的葡萄蔓（виноградная лоза）。正式的森林帶位於1,500—2,800公尺的高度。这裏大部分是天山雲杉、土耳其斯坦槭屬、胡桃（只是南方山嶺的特產）；灌木有薔薇屬和忍冬屬。这裏沒有松屬，只有高檜（деревовидный можжевельник），即檜屬。檜屬在2,200—2,800公尺的高度開始出現。阿拉木圖城（Алма-Ата）便是由於那裏有很多的蘋果林而得名（Алма便是蘋果的意思）。森林帶以上是山地草地帶，即所謂亞高山帶（субальпийский пояс）；这裏的植物羣非常丰富，而且多种多样；禾本科植物有：梯牧草屬、溝葉羊茅、早熟禾屬、針茅屬；在这些禾本科植物中有鮮明著目的高山罌粟屬、勿忘草屬、風鈴草屬和石竹屬。亞高山草地的特點是高草植物，有些草高達3公尺。峽谷中的北坡生長着天山雲杉（高達50公尺）或西伯利亞冷杉的叢林。亞高山草地達到3,500公尺和3,500公尺以上的高度，再往上便为上部山地草地帶所代替，即为高山草地帶所代替。

高山草地是在比較寒冷的条件下發育起來的。因此植物矮，草本層的平均高度为10—30厘米。有些植物甚至完全沒有莖。这裏的植物主要地是：薹屬、某些禾本科植物和許多鮮艷而巨型的高山花卉。

§ 243. 人類对於植被的影响

我們已經敍述了植物地帶的自然狀况，但人類对於植物羣發生很大的、多种多样的影响，以致在許多地方完全改变了植被的自然面貌。在歷史時期初期，中歐曾佈滿濃密的森林，但現在中歐森林的面積僅佔25%。英國的自然林現在幾乎沒有了，不多的人造林已代替了自然林。美國在300年以前，森林曾佔有二分之一的領土，現在僅佔29%。許多植物种都完全滅絕了，巨大的針葉樹，如巨杉（мамонтовое дерево），僅在西也拉-內華達山上保存了幾百棵。資本主义國家掠夺式地消滅了植被。反之，在苏維埃國家，植物界却得到改造。在廣大的草原、半沙漠和沙漠上創造了大片護田林和固砂林帶。將來作物和耕地周圍以及河流和运河沿岸都要栽培森林，这样便可以改变國家的面貌。現在我們已經引种1,500种植物（观賞植物除外）作为作物。这些栽培植物都是雜种，即由幾种植物雜配而形成的雜种。栽培植物需要一定的生長条件，即需要適宜的土

壤和气候条件，須要消滅害虫和雜草。人類可以支配植物的生活，可以使作物有的專門發育莖部，有的專門發育果部，有的專門發育种子。有些栽培植物已經种植了幾千年，如小麥、大麥、黑麥、玉蜀黍、亞麻、稻、豌豆等；有些作物是剛不久以前才引种的。苏联新引种的纖維作物有草夾竹桃屬和苧麻。人類創造栽培植物時係用屢次雜交的方法來选擇具有最优特徵的品种，於是在許多年的过程中創造了所需要的作物。苏联学者米丘林的卓越的工作証明了：遺傳性並不是不可克服的現象。由兩个親体細胞結合而成的新細胞含有發展親体的某些固有特徵和性質的可能性，但人類可以用影响外部条件的方法來改变这些特徵的發展方向。这就是說，人類可以用改变植物的周圍条件和創造植物需要的条件的方法來改造植物。因为植物与环境具有不可分的联系，經常相互起作用，所以环境对於植物的生活和發育起着決定性的影响。米丘林用屬間雜交和种間雜交的方法培养了三百多种新植物——蘋果、梨、葡萄等等。米丘林不僅是一个育种家，不僅是創造果樹和漿果植物新品种的革新家，而且他也是一个生物学家，一个偉大的自然改造者。其所以这样說，是由於他創造了一种新学說來闡明植物發育的一般生物規律。李森科院士發展了米丘林的学說，把这个学說对於一切農業部門(植物栽培和畜牧業)的意义提到了空前的高度。李森科和米丘林根据普遍的馬克思主义方法來認識生物界，認識到外部环境在植物發育过程中的主要作用和意义。这样便使我們有支配植物的無限可能性，即使我們可用改变有机体生活条件的方法來支配植物的發展及其个别特徵和性質(其中也包括遺傳性)的發展。

这一點正是植物發育階段性的理論基礎。这个理論可以使我們实行穀類作物的春化，並为其他一系列的發現打開門徑。

根據辯証唯物主义的認識方法，苏維埃科学为苏联人民打開了無边的远景，以便为美麗的苏維埃祖國謀福利而進行創造性的劳動。

§ 244. 植被製圖

可以把植被描繪在專門的植物圖上，圖上可以繪出植物种、科的分佈及其分佈區或植物羣落，即植被類型、植物社会及其分佈和分佈區。在地形圖上正確地表示植被具有很大的意义。植被在經济方面也是重要的，因为森林是燃料、建設材料和化学原料的來源。在開闢道路時，在某个地方發展農業和工業時，便要考慮到植被。在这方面森林沼澤地區是一种障碍物，克服这种障碍物需要專門的工程作業。植被的各要素可能是很好的定向标，所以正確地把它們繪在地圖上是完全必要的。必須指出：植被不是独立存在的对象，它与土壤及周圍的地理条件——地形、气候条件、水文網等——具有不可分割的联系。也就是說，植被乃是景观不可分的一部分，它的存在和發育与周圍的景观要素有不可分割的联系。

在苏联的大比例尺地圖上(1:100,000或者更大的比例尺地圖)，植被以下列方式表示之：苔原植被可分为丘狀苔原、苔蘚苔原、地衣苔原和多角形苔原。各种苔原均用一定的符号來表示，而且还可以表示出沼澤化程度。森林可用輪廓線或着色的方式來描繪，並且可分为闊葉林、針葉林和混合林三种。針葉林又可分为雲杉林、冷杉林、松林、雪松林和落葉松林。闊葉林中又可分为大闊葉樹林(櫟林、山毛櫸林等)和小闊葉樹林(樺木林、山楊林)。森林的輪廓線附近常常列有數

字以表示樹幹的高度和胸高直徑。此外，在地形圖上还繪出森林植被的情况：疏林、焚燒林、枯樹林、砍伐林、受風害的樹林等，草地可分为沼澤草地（濕草地）和乾燥草地；高山草地也可以用这种符号来表示。草原可分为草本草原和半沙漠草原。沙漠植物羣中分出瑣瑣屬沙漠。植物羣中也可以列入鹽土的符号，因为鹽土上常常生長特殊的植物羣。此外，竹屬和棕櫚等都有代表的符号。

在地圖上描繪植物羣時，必需选择該地區最具有代表性的植物羣落，删去次要的植物羣落。然後，不应当忘記：植被与地形和土壤都具有密切的联系。例如在草原地帶和苔原地帶，森林均位於寬溝、低地和河谷中。当編製小比例尺地圖簡化植被時，必須注意到地形和植被的相關性。

景觀地帶

在岩石圈、大气圈和水圈中所發生的一切自然現象都是互相联系和互相制約的。地球上任何一个地帶所發生的每个現象均經过複雜的發展过程：發生、發展和消滅。“……整个自然界……都是永远在發生和消滅着，都是接續不斷地在進行，都是不断地在运動和变化”① 。

地表上所發生的一切过程都具地帶性的分佈。这种地帶性係由地球的球形所引起，从而也就是由日光对地表的不同傾斜度所引起的，不过气候、土壤層、植物羣和動物界的地帶性在某种程度上都受到海陸分佈的破坏。

由於以上情况，地球上乃具有顯著的自然地理地帶性。自然地理地帶或景观地帶是沿緯線方向伸展的地區，相当於气候帶，其特點是：在其整个範圍內自然界的總面貌多多少少是不变的。

地表上可以分为下列的景观地帶：寒帶中有冰地帶和苔原地帶；溫帶中有針葉林地帶、混合林地帶、闊葉林地帶、森林草原地帶、草原地帶、溫帶和亞熱帶的半沙漠地帶和沙漠地帶；熱帶中有熱帶沙漠地帶、熱帶森林草原地帶和熱帶森林地帶。景观地帶的連續性由於地貌的特性和海陸的交替而受到了破坏。地貌在任何景观地帶的山區中也是一个非地帶性因素。水平地帶性在山區变成了垂直地帶性，这是因为溫度隨着高度而下降。

§ 245. 景观的概念

地理景观地帶学說的創始者是偉大的俄罗斯学者 B. B. 道庫恰耶夫。他把自然界看作一个統一的整体，那裏的一切环節均处於相互联系中。道庫恰耶夫称景观地帶为自然地帶。大約在四十年以前，俄罗斯学者 Л. С. 貝尔格開始根据 B. B. 道庫恰耶夫的观點發展了景观学說。

偉大的十月社会主义革命後，地理景观学說獲得了很大的發展。在苏联学者 С. С. 涅烏斯特魯也夫、Б. Б. 波雷諾夫、B. H. 苏卡切夫、A. E. 費尔斯曼等的著作中曾涉及許多重要的問題。

1931 年 Л. С. 貝尔格的巨著“苏联景观地理地帶”問世了，这部著作引起了苏联学者对於景观学的密切注意和評論，这样無疑地促進了这个学說的順利發展和傳播。現在由於苏联改造自然工作的開展，对於綜合地理研究工作的兴趣也隨之提高，而且地理景观学說也得到了更大的实际意义。

① 馬克思恩格斯全集，第十四卷。

現代的地理景观学說認为地理景观是在起源上同類的地區，在这样的地區裏我們可以看到地質構造、地形、地表水、地下水、小气候、土种、植物羣落和動物羣落以同一种相互關係和相互制約的結合重複出現。地理景观也像任何一种自然形成物一样，在其發展中服从於辯証法則，也就是說在它產生後，便不断地發展和变化，並且这种發展的基本動力是發生在景观中的內部矛盾。

通常地理景观的概念是指任何一个在地理上同類的地區，它是地理外殼最簡單的單元。景观既可以分为較小的地區單位，又可以联合为較大的單位——景观地帶和景观區。

改造自然地理景观强有力的因素是人類。人類在經济活動过程中改变了土壤、植物羣、水分的儲藏量以及地理景观的其他要素。这样的改变要破坏地理景观中形成的關係以及景观要素間的相互關係和相互作用，因此景观的進一步發展便以新的方式進行。人類經济活動所改变了的景观叫做文化地理景观(культурный географический ландшафт)。

在研究地理景观形成的过程並闡明那些決定地理景观的規律時，我們可以有意識地干預創造景观的过程的自然發展，可以掌握这些过程，使它們为社会主义國民經济服务。

列寧說："……当我們不知道自然規律的時候，它是独立地在我們的意識之外存在着和作用着，把我們变成'盲目的必然性'底奴隸。但是当我們知道了不依賴於我們的意志和意識而独立地作用着的(馬克思把这點重述了幾千次)这个規律的時候，我們就成为自然界底主人"。[①]

斯大林說："……人們如果認識了自然法則，估計到它們，依靠着它們，善於应用和利用它們，便能限制它們發生作用的範圍，把自然的破坏力引導到另一方向，使自然的破坏力轉而为社会造福"。[②]

在苏联，在有計劃的社会主义經济条件下，在有意識，有目的地改造自然的条件下，研究地理景观具有特别重要的实踐意义。苏联景观地帶在不断地改变它的面貌；水文網、植物羣和動物界也都在变化。当我們观察苏联的景观地帶(由最北部的地帶起到亞熱帶止)時，便可以看到苏維埃政权時代所实現的巨大的改造自然工作。

为了战勝苔原的嚴寒狀态，苏联人民已經作了許多工作，今後还需要作許多工作。C. M. 基洛夫說道："在苏維埃政权時代不可能有不能为人類謀福利的土地"。現在在北極圈以北正在發展着農業。在苔原地帶已成長了新的工業城市；目前苔原地帶的頗大地區已經開墾了。

針葉林地帶在苏維埃政权的年代中也發生了很大的变化。水文網、植物羣和動物界都起了变化。各河流已用运河連接起來，並且疏濬了針葉林北部的小河流。巨大面積的沼澤區已經排乾了水，变成了耕地和草地。革命前，森林遭到無情的砍伐，並由於火災而逐漸消滅。現在砍伐工作已得到整頓。創造了蓄水地帶，新的樹木品种也培植起來了，例如可作为很貴重的木材西伯利亞落葉松便是新培植的品种。其次，針葉林地帶的工業也日益發展。大型森林工業已經成長了起來，这裏有用木材製造賽璐珞、紙張以及其他產品的联合企業。以前沒有人烟的針葉林中已經出現了工業中心和市鎮；森林中还出現了大量的田地。

苏联学者培养了穀類作物的新的耐寒品种，使我們可以把穀類作物种植在遙远的北方。小

① 列寧著："唯物論与經驗批判論"，人民出版社，1954年版，第218頁。

② 斯大林著："苏联社会主义經济問題"，人民出版社，1953年版，第2頁。

麥的种植已經超过了北緯 60°，大麥的田地已經超过了北極圈。实行和掌握草田農作制是改造自然景观最重要的因素之一。

森林的面貌得到这样的改变以後，沼澤區和不能通行的針葉林中便漸漸出現了田地、村莊和城市。森林景观由於苏維埃人民的合理干預而得到了改变。森林草原和草原是苏联的基本農業區。是苏联的穀倉。一望無际的小麥、玉蜀黍、向日葵田野，花園，菜田以及南方的葡萄園，这些都是草原和森林草原的基本作物。草原上是肥沃的黑鈣土，太陽和熱都很充足；但除了这些有利的条件外，草原也常常受到炎風——旱風——的損害。有時暴雨要發育冲溝，冲去肥沃的土壤。小農經济是無力改变这些不利的气候条件的；只有苏联的社会主义大集体農業經济才能够提出改变草原气候的任务。目前已經拟定了一套完整的保証高度收穫量的措施。進行農業生產時，或者採用耐旱的植物品种以適应現有的气候，或者改变草原的气候。为了保存土壤中的水分，建立了積雪設备，並用向日葵作为積雪設备的鏈条。为了保持土壤的肥力，現在到处都实行了草田農作制。这一點前面已經談过了。然而遇有降水量很少和夏季乾燥的地方，僅有这些措施还是不够，此時便須開鑿运河並築建大的水庫。

沙漠富於日光和熱。灰鈣土進行灌溉時可以獲得高額產量。灰鈣土上的楊属五六年間便可以長成。苏联的中亞是產棉區和水果區。由於这裏日光充足，所以水果非常甜。由於日光和熱均很丰富，所以能够种植許多貴重的技術作物。砂質沙漠植物羣中可以养育綿羊，綿羊終年可以靠牧草生活。然而只有在有水的条件下才能利用沙漠的一切自然特性。在从前，只是散佈於廣大沙漠中的、稀罕的綠洲上才有生物，大部分的沙漠都是不毛之地和無水的黏土。

在苏維埃時代進行了大規模的改造沙漠工作。3,000,000 公頃以上的土地已進行灌溉，这裏种植了棉花、稻、小麥，開闢了果園，並建立了新的村莊。第一个進行灌溉的是急湍的瓦赫什河①(Вахш)河谷。这裏过去是黏土質沙漠，現在却变成了人烟稠密的肥沃谷地了。早在偉大的衛國战爭前便修築了大費尔干斯大林运河 (Большой Ферганский канал)，灌溉費尔干盆地的整个南部，並修築了北塔什干运河(Северо-Ташкентский канал)。在楚河流域修建了水力發电站，並灌溉了大量的土地。然而苏联人民战勝沙漠的方法並不僅限於灌溉工作；另一些改造沙漠的方法是：固定流沙，培养那些能够在不進行灌溉的土地上也能生長的耐旱小麥和大麥品种，用開溝渠的方法栽植菜園。遊牧的畜牧業在这裏已經成为过去了。家畜沿着一定的路線牧放，預备过冬的飼料，並在过冬的地方为家畜和牧人修建專門的建築物。只有牧人才追赶畜羣，而遊牧區的居民已經变成了定居的居民。沙漠中增加了新的居民點，建立了花園和菜園。凡是開採礦產的地方都兴起了优美的村鎮和城市。我們親眼看到沙漠的面貌改变了，社会主义國家的人們战勝了自然，使自然为人類服务。不毛的沙漠这一術語今後只能应用於資本主义國家的沙漠，如非洲的撒哈拉，澳洲的沙漠；那裏的人們因为受到資本主义社会条件的束縛，还無力战勝自然。

亞熱帶位於溫帶与熱帶之間，因此它不僅具有溫帶的景观要素，而且也具有熱帶的景观要素。里翁河低地即所謂科耳希達，是里翁河的沼澤化河谷。那裏的气候潮濕而炎熱。革命前，科耳希達的肥沃土地(達 250,000 公頃)和亞熱帶气候幾乎沒有得到利用。現在大部分的沼澤已經

① 譯註：在塔吉克。

排乾了水。以前的沼澤現在已經成为生長了亞熱帶作物的大農場，建立了新的村莊和水力發电站。現在生長在苏联亞熱帶的栽培植物种類很多。这裏有許多油料作物，其中最著名的是油桐樹，它的果实含有50%的油，可以製漆；含醚植物（эфироносы）有卡贊雷克薔薇（казанлыкская роза）、老鸛草屬（герань）等；还有木栓櫟、棉花、苧麻；香橙亞科植物則有檸檬、橙和柑。此外还有茶（苏联的茶園面積計佔60,000公頃）、棕櫚和許多观賞植物。現在黑海沿岸已变成苏联劳動人民的療养地。社会主义社会的人們就是这样地改变了亞熱帶的面貌，並合理地利用了南方的日光和肥沃的土壤。

§ 246. 根据空中照片來研究景观

航空測量是繪製苏联地圖的基本方法。現在只有在測量較小的地區時才使用地面測量法，而且也很少用到它。航空測量比地面測量优越得多。航空測量可以得到一个地區的精確照片，不僅說明某一个地理現象，而且使我們能够研究整个地理景观和經济景观的各方面；同時可以使我們確定一些現象与另一些現象的關係以及每个現象的規律性。在一年的不同時間內反覆進行測量時，便能够確定景观的季節变化。用航空測量的方法能够節省工作的時間，这也是很重要的。苏联現在还有許多不常到達的地區，如苔原、針葉林、沙漠和山區，在这些地方航空測量是必要的工作方式，地質学在尋找礦物時，地形学和地理学在研究植被時，都大量地应用航空測量。在沙漠和苔原中，航空測量均具有重大意义，因为航空測量可以表示出景观發展中的許多規律，可以在許多方面給予研究的人一种甚至比直接观察更为精確的研究方法。研究水力資源時利用航空測量也可以得到很重要的資料。在漁獵方面也要用到航空測量，特别是在遙远的北方。由此可見，应用航空測量的可能性在苏联國民經济中是很大的，至於在苏联的國防方面更不必說了，因为在國防上应用航空測量具有特别大的优越性。

航空測量可以使我們直接根据空中照片來研究景观及其特性，因为在照片上可表現出下列的景观因素：地貌、地表水、植被、部分的土壤層、地質構造和人類活動的結果。

例如，研究河漫灘景观（參看圖126）時，可以根据空中照片看出近階地河漫灘的地區是沼澤低地，上面生長着莎草科植物羣；又可以看出河漫灘的中央部分主要地生長着草地植物羣，这裏有老河床、湖泊和近河床河漫灘，河漫灘向上突起，具有小丘地形，上面生長着木本植物羣，各小丘間为湖泊。

河流和湖泊的水表面在攝影的影像（фотоизображение）上大部分呈現暗黑的底色。但是如果水池不深，水清澈底，則水映在影像上呈淡灰色。混水和多石灘的急流映在影像上也是淡色。河流中水的运動方向可以根据間接的特徵來判断。例如河床中的冲積島和沙洲，其逆流一端的沿岸是圓形，而順流一端的沿岸呈長而尖的形狀。又如流入主流的支流在下游大部分是沿主流的方向彎曲。水流的速度可以根据岩石和其他障碍物附近的拋物線流（параболическая струя）和泡沫的性質來判断。河岸的性質有時很难判断，因为凡是实际大小不足四公尺的东西大部分都不能辨認出來，但在大河中根据急流區的白色泡沫可以判断出哪些河岸陡峭，哪些河岸平坦。較高的河岸在影像上可以看得出來，因为它通常在河面上投有陰影。

木本植物映在空中照片上呈現粒狀結構的影像。这种結構是不同形狀和不同顏色的斑點結合而成的。黑點是樹冠的蔭影。闊葉林和松林產生圓形的斑點，並且松樹的樹冠在立体鏡下好像是懸在空中。雲杉林和冷杉林呈現角形的斑點。針葉林在影像上大部分呈暗黑色，而闊葉林的顏色較淡。水蘚目、地衣、蕪草屬、羊鬍子草屬在成熟時映在照片上也是淡色。

土質的性質可以根据間接的特徵來確定。例如影像上如果呈現松屬植物，便可以判断那裏是砂土，因为砂土上生長松屬。

从苔原帶的空中照片也可以得到一些有趣的資料，甚至連微地形也能精確地表現出來。例如在影像上可以清楚地看到多面体土壤(參看§219—譯者)、斑點苔原、山脊潮濕沼澤、泥流溝等。

§247. 地形圖的景观地理內容

根据航空測量的材料可以製成地形圖。地形圖是解決与研究某一地區及其自然条件的許多实际科学問題的基礎。地形圖描繪自然景观要素以及人類活動所創造的景观要素。在編製地形圖时应考慮到描繪一切景观要素的完整性和明顯性，以符合其自然特徵。应当最完整最精確地繪出地貌；顯示出絕对高度和相对高度的概念，斜坡陡度的概念，切割性質的概念，以及整个地貌个別要素的形狀和大小的概念。同時，在对地形作取捨時，也应注意到那些虽然不大但为該景观所特有的地形[例如喀斯特地形、地滑、布耳貢尼亞赫(即冰水岩盤，見§219——譯者)]。这样，我們便可以區別代表一个地區的地形類型。

应詳細地描繪一个景观所具有的水文網和它的全部特徵，並应描繪植被。在描繪植被時应表示出它与地形和水文網的联系。植被類型应以符号标出。

地形圖不僅对地理研究工作有意义，而且在國防中也具有重大的意义。國民經济的各部門都要使用地圖：运輸建設、農業、林業、地質工作等。在編製普通地理圖和特种地圖時，也要用地形圖作基本材料。

描繪景观的一切要素乃是要反映出自然景观。由此可見，地圖可以使我們把一个地區当作辯証的總体來从事地理的研究，而那个地區各要素的相互關係便形成了地理景观。“地圖是一切地理研究工作的出發點，它在一切工作階段中都伴隨着地理研究工作，同時它也是地理研究工作的最後總結，因此我們有充分的根据可以称它为地理学的起始和終結”。

参考文献

1. Алисов Б. П., Цветков Б. И., Покровская Т. В. и Рубинштейн Е. С. Курс климатологии. 1940 г.
2. Арманд Д. Л. Как измеряли Землю. М., 1941.
3. Астрова Г. Г. и Равикович А. И. Геология. Методические указания с кратким изложением для заочников педагогических институтов. Учпедгиз, М., 1948.
4. Барков А. С. Словарь — справочник по физической географии. Изд. 2. Учпедгиз, М., 1948.
5. Бендер Н. А. Имена русских людей на карте мира. Географгиз, М., 1948.
6. Берг Л. С. Всесоюзное географическое общество за сто лет. АН СССР, М., 1946.
7. Его же. Климат и жизнь. Географгиз, 1947.
8. Его же. Основы климатологии. Учпедгиз, 1938.
9. Его же. Очерки по истории русских географических открытий. Изд. 2. АН СССР, М.—Л., 1949.
10. Его же. Географические зоны Советского Союза, ч. I. Географгиз, 1947.
11. Бончковский В. Ф. Толщина земной коры. «Природа», 1945, № 6.
12. Борисов А. А. Климаты СССР. Учпедгиз, М., 1948.
13. Валло А. А. Общая география морей. Учпедгиз, М.—Л., 1948.
14. Варсонофьева В. А. Происхождение и строение Земли. Госгеолиздат. М.—Л., 1945.
15. Великанов М. А. Водный баланс суши. 1940.
16. Его же. Гидрология суши. Гидрометеоиздат. М., 1948.
17. Вернадский В. И. О геологических оболочках Земли как планеты. Изв. АН СССР. сер. географ. и геофиз., 1942, № 6.
18. Виленский Д. Г. Учение Докучаева—Костычева—Вильямса о почве и ее плодородии. М., 1949.
19. Гвоздецкий Н. А. Карст. М., 1950.
20. Григорьев А. А. Успехи советской физической географии за 30 лет. АН СССР, т. XI, № 5, 1947.
21. Его же. Некоторые итоги разработки новых идей физической географии. Изв. АН СССР, сер. географ., т. X, № 2, 1946.
22. Его же. О некоторых вопросах физической географии. «Вопросы философии», 1951, № 1.
23. Гудзий Н. История древней русской литературы. АН СССР, М.—Л., 1948.
24. Гурев Г. А. Земля в мировом пространстве. ГИКПЛ, М., 1950.
25. Добровольский В. В. Физическая география. Общий курс. ВИА, М., 1946.
26. Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. Сельхозгиз, М., 1936.
27. Его же. Способы образования речных долин Европейской России. Тр. СПб о-ва естествоиспытателей, т. 9, 1878.
28. Дохтуровский В. С. Торфяные болота. 1935.
29. Егоров Н. И. Топографическая карта. Учпедгиз, 1949.
30. Жемчужников Ю. А. Курс палеофаунистики. ОНТИ, 1934.
31. Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов. М.—Л., 1946.
32. Калесник С. В. Общая гляциология. 1939.
33. Его же. Основы Общего Землеведения. Учпедгиз, 1947.
34. Кац Н. Я. Болота и торфяники. 1941.

35. Его же. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. М., 1948.
36. Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, М., 1948.
37. Комков А. М. Успехи советской картографии за 30 лет. Вопросы географии. Географгиз., М., 1949, №11.
38. Комков А. М. и Костриц И. Б. Гидрографическая сеть и ее изображение на топографических картах. Практ. пособие по составлению топограф. карт., вып. 2. ВТУ Генштаба К. А., 1945.
39. Костычев П. А. Возделывание важнейших кормовых трав. М., 1895.
40. Крубер А. А. Общее Землеведение. Изд. 5. Учпедгиз, М., 1938.
41. Кузнецов С. С. Основы геологии. Учпедгиз, Л., 1938.
42. Ланге О. К. Введение в геологию. Учпедгиз, 1951.
43. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. М., 1936.
44. Лебедев Д. М. География в России петровского времени. АН СССР, М.—Л., 1950.
45. Ломоносов М. В. О слоях земных. Госгеолиздат. М.—Л., 1949.
46. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. 1945.
47. Его же. Опыт классификации рек СССР. Труды Гос. гидролог. ин-та, вып. 6., М.—Л., 1938.
48. Магидович И. П. Очерки по истории географических открытий, т. I. Учпедгиз, 1949.
49. Мазарович А. Н. Историческая геология, Изд. 3. ГОНТИ МЛ. 1938.
50. Максимович Г. А. Гидрохимические фации вод озер и морей. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофизич. М., 1948.
51. Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. Географгиз, М., 1948.
52. Мартонн Э. Основы физической географии, т. I., ГОНТИ, М., 1939.
53. Милановский Е. В. Горные породы. Происхождение и жизнь горных пород и их значение для народн. хоз-ва, Изд. 3. М.—Л., 1932.
54. Мушкетов И. В. Физическая география, т. I. Изд. 4., 1935.
55. Николаев С. А. Почвенно-растительный покров. Практ. пособие по составлению топогр. карт, вып. 5. ВТУ Генштаба ВС СССР, М., 1946.
56. Оболенский В. Н. Метеорология, ч. I. (общая), 1938.
57. Отчет комиссии по разработке типов центров в районах вечной мерзлоты. Тр. ЦНИИГАиК, вып. XVIII, 1937.
58. Подобедов Н. С. Редактирование топографической карты масштаба 1:100000 при картографировании малоисследованных районов СССР. Тр ЦНИИГАиК, вып. 80, М., 1950.
59. Полак И. Ф. Происхождение вселенной, Изд. 4. ГОНТИ, М., 1934.
60. Половинкин А. А. Общая физическая география. Учпедгиз, 1948.
61. Потемкин М. П. и Малинко В. В. Минералогия и геология. Уччпедгиз, М., 1939.
62. Проворовский Н. А. Краткий учебник геоботаники. М., 1940.
63. Рихтер В. Г. Изображение ледников на топографических картах. Тр. МИИГАиК. вып. 2, М., 1949.
64. Рихтер Г. Д. Географические дисциплины в МИИГАиК. Сб. научно-техн. и производ. статей, вып. XXV. Геодезиздат, М., 1949.
65. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. АН СССР. М., 1945.
66. Салищев К. А. Основы картоведения. Общая часть и историческая. Геодезиздат, М., 1944 и 1948.
67. Соколов С. И. Краткий курс почвоведения. М., 1940.
68. Солнцев Н. А. Природный географический ландшафт и некоторые общие его закономерности. Тр. Втор. всесоюзн. географ. съезда т. I, 1948.
69. Справочник путешественника и краеведа, т. 1 и 2, под редакцией С. В. Обручева. Географгиз, М., 1950.
70. Страхов Н. М. Историческая геология. Учпедгиз. М., 1938.
71. Счастнев П. Н. и Терехов П. Г. Общее Землеведение. Изд. 2. Учпедгиз, М., 1948.

72. Сукачев В. Н. Болота, их образование, развитие и свойства. 1926.
73. Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. АН СССР, 1937.
74. Титов А. Г. Минералогия. Учпедгиз, М., 1941.
75. Ферсман А. Е. Геохимия, т. I., 1933.
76. Его же. Успехи и проблемы аэросъемки в деле изучения производительных сил СССР. Сб. «XX лет советской геодезии и картографии», т. I, 1939.
77. Филиппов Ю. В. Изображение рельефа на топографических картах. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 47, М., 1946.
78. Херсонский С. А. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 52, 1950.
79. Чеботарев А. С. Геодезия, ч. I и II. Геодезиздат, 1948 и 1949.
80. Чубуков Л. А. Комплексная климатология. АН СССР, М., 1949.
81. Шмидт О. Ю. Новая теория происхождения Земли. «Природа» № 7. 1946.
82. Шокальский Ю. М. Физическая океанография. ОГИЗ, Л., 1933.
83. Щукин И. С. Общая морфология суши, т. I, 1933.
84. Его же. Общая морфология суши, т. II, 1938.
85. Яковлев С. А. Общая геология, Изд. 9. Госгеолиздат, М.—Л., 1948.

中科院植物所图书馆
S0013615

57.12
333
普通自然
地理
2117

57.12
333

02117

統一書号：13038·175
定价：1.60 元